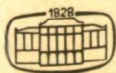


LOESS AND PERIGLACIAL PHENOMENA

LOESS AND PERIGLACIAL PHENOMENA

AKADÉMIAI KIADÓ • BUDAPEST



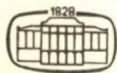
LOESS AND PERIGLACIAL
PHENOMENA
LOESS ET PHÉNOMÈNES
PÉRIGLACIAIRES

(Studies in Geography in Hungary 20.)

Edited by
M. PÉCSI and H. M. FRENCH

The intimate link between periglacial geomorphology and Quaternary studies aimed at paleogeographical reconstruction is well illustrated by the problems presented by loess and loessic deposits. As a consequence, both the INQUA Commission on Loess and the IGU Commission on the Significance of Periglacial Phenomena welcomed the opportunity of sponsoring a joint field meeting in Normandy, Jersey and Brittany in August, 1986. The objectives were to examine loess, from the points of view of stratigraphy and sedimentology, to specify research methods for identifying loess, periglacial deposits and their characteristics, as well as to assess the paleogeographic implications of their occurrence.

Twenty-one papers presented at the Symposium are published in this volume, which is recommended to researchers and university lecturers engaged in Quaternary environmental problems in earth sciences, and to those involved in engineering geology and soil mechanics.



AKADÉMIAI KIADÓ, BUDAPEST

Distributors:

KULTURA
Hungarian Foreign Trading Co.
P.O.B. 149
1389 Budapest
Hungary

LOESS AND PERIGLACIAL PHENOMENA

International Union for Quaternary
Research Commission on Loess

International Geographical Union
Commission on the Significance of
Periglacial Phenomena

STUDIES IN GEOGRAPHY IN HUNGARY, 20

Research Institute of Geography
Hungarian Academy of Sciences, Budapest

Chief editor:
M. PÉCSI

Editorial board:
Z. KERESZTESI
Mrs. É. PÉCSI - DONÁTH
A. SÜDI

LOESS AND PERIGLACIAL PHENOMENA

Symposium of the

INQUA Commission on Loess: Lithology, Genesis
and Geotechnic Definitions and
IGU Commission for Periglacial Studies:
Field and Laboratory Experimentation

Normandy - Jersey - Brittany
Caen, August 1986

Edited by

MÁRTON PÉCSI
HUGH M. FRENCH



AKADÉMIAI KIADÓ, BUDAPEST 1987

Revised by

H.M. FRENCH

D. LÓCZY

M. PÉCSI

O. TOMSCHEY

Technical board:

Zs. KERESZTESI, V. NAGY,

J. NÉMETH, I. POÓR

HU - ISSN 0081-7961

ISBN 963 05 4640 X

© Akadémiai Kiadó, Budapest 1987

Printed in the Geographical Research Institute
Hungarian Academy of Sciences

CONTENTS

Preface (M. PÉCSI, H.M. FRENCH).....	7
I. LITHOLOGY, GENESIS AND GEOTECHNICAL STUDY OF LOESS	
M. LEVANT-R. ANTHORE-J.P. DUPONT-B. HALLÉGOUËT-D. ROBBE: Intercompara- raison de methodes microgranulometriques appliques a des loess..	11
S. BALESCU: A new approach to loess stratigraphy and provenance study: mineralogy and quartz thermoluminescence of loesses from Normandy, France.....	29
É. PÉCSI-DONÁTH: Mineralogical and granulometric analyses of the "old loess sequences" of Hungary.....	43
J. VANDENBERGHE-W. ROEBROEKS-T. VAN KOLFSCHOTEN-H. MÜCHER-T. MEIJER: Sedimentary processes, periglacial activity and stratigraphy of the loess and fluvial deposits at maastricht-belvedere (the Netherlands).....	51
M. PÉCSI: Interprétation des loess et des formations loessiques, paléosols et argiles rouges dans les recherches du loess Symposium international du loess en Chine.....	63
Gy. HAHN: Chronology of the Paks loess exposures.....	87
B. VAN VLIET-LANÖE-A. HEQUETTE: Activite eolienne et sables limoneux sur les versants exposes au nord-est de la peninsule du brogger, Spitzberg du nord-ouest (Svalbard).....	103
M. CREMASCHI: Loess deposits of the Plain of the Po and of the adjoin- ing Adriatic Basin (Northern Italy).....	125
LIU TUNG-SHENG-GUO XU-DONG-DONG GUANG-RONG: The periglacial phenomena on loess plateau, China.....	141
D.-D. ROUSSEAU: New approach to the pleistocene land snails.....	151
II. PERIGLACIAL STUDIES ON FIELD AND LABORATORY EXPERIMENTATION	
A.G. LEWKOVICZ-P.C. GRAHAM: Hydrologic processes in a ground ice slump, banks Island, Western-Canadian arctic.....	167
A. PANCZA: Le role du vent dans la gelivation des parois rocheuses....	183

B. MALMSTRÖM: Frost mounds in the marginal zone of permafrost north- ern Sweden.....	191
B. VAN VLIET-LANÖE: Cryoreptation, gelifluxion et coulées boueuses: une dynamique continue en relation avec le drainage et la stabilité de l'aggregation cryogenique.....	203
J.-P. ADOLPHE: Exoscopie comparée de cryosegregations calciques et de cristallisations carbonatées biogènes.....	227
H. VAN STEIJN-H. FILIPPO: Laboratory experiments about the role of debris flows in the formation of greze-litée type slope deposits.....	235
G. COUDÉ-GAUSSSEN-J.P. LAUTRIDOU: Sem characterization of microfeatures on frost shattered quartz grains.....	253
B. ETLICHER-J.P. LAUTRIDOU: Macro et microgelifraction en milieu granitique: exemples dans l'est du massif central.....	263
J.-P. ADOLPHE-J.-F. LOUBIERE: Etudes préliminaires des calcins du nord est Groenland.....	275
H. MARUSZCZAK: Problems of paleogeographic interpretation of ice wege casts in European loesses.....	285
A. SZÉKELY: Nature and extent of periglacial sculpturing of relief in the Hungarian mountains.....	303

PREFACE

The intimate link between periglacial geomorphology and Quaternary studies aimed at paleogeographic reconstruction is well illustrated by the problems presented by loess and loessic deposits. As a consequence, both the INQUA Commission on Loess and the IGU Commission on the Significance of Periglacial Phenomena welcomed the opportunity sponsoring a joint field meeting in Normandy, Jersey and Brittany between August 19-27, 1986. The objectives were to examine loessic deposits from a stratigraphic and sedimentological viewpoint, and to assess the paleogeographic implications of their occurrence.

During the field meeting, two one-day symposia were held at the University of Caen. The first, on August 21, 1986, was organised by the IGU Periglacial Commission with the theme 'Field and Laboratory Experimentation'. Eleven of the papers presented at the Symposium are published in this volume. The second, on August 24, 1986, was organised by the INQUA Loess Commission with the theme 'Loess: lithologic, genetic, and geotechnic definitions'. Twenty-one of the papers presented at that symposium are published in this volume.

We wish to acknowledge with pleasure the work of Dr. J.P. Lautridou, Directeur, Centre de Géomorphologie du CNRS, Caen, who organised the field excursions, undertook all the administrative details of the meeting, and directed the preparation of a comprehensive field guide to the excursions. The guide-book entitled 'The loess and other Pleistocene periglacial deposits of Northwest-Europe including their relationships with marine formations and features' provided abundant information on the achievements of research and allowed the exchange of experience between participants during the excursions to Normandy, Jersey and Brittany. The guide-book of 208 pages and 11 pages of references was published by the Centre de Géomorphologie du CNRS, Caen, edited by the Organising Committee: J.P. Lautridou, D. Keen and J.L. Monnier. The guide, an organic part of the joint symposium, divides into two sections. The first presents a comprehensive picture on the areas visited, their geological, geomorphological, and climatic conditions and details the stratigraphy of Quaternary deposits (loess, fluvial terrace materials, head and periglacial slope deposits, littoral formations and paleosols), archaeological finds and dating methods. The second part contains the analyses of exposures and type locali-

ties in Normandy (8), Jersey (3) and Brittany (5). Complex paleogeographical information is provided about altogether sixteen, excellently prepared, exposures. The discussions during the field trips concentrated on Upper Pleistocene stratigraphy, paleosols, changes of the paleoenvironment, and methods for research as well as the definition of loess, periglacial features and deposits.

The meeting, attended by 62 participants, was a truly international one, with representatives from France, Belgium, the Federal Republic of Germany, the Netherlands, Sweden, Canada, the People's Republic of China, Poland, Hungary, Romania, Italy, Switzerland and the United Kingdom. It was also the first joint meeting of the two Commissions. We hope that the international cooperation which this volume represents, and the insights which it provides for both loess and the nature of periglacial environments, will serve to promote the links further between Quaternary studies and periglacial geomorphology.

The papers presented at the Caen joint symposium are published under the title 'Loess and Periglacial Phenomena' edited by the presidents of the two commissions and with the collaboration of and support by the Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences and the INQUA Commission on Loess.

The volume is recommended to the participants of the INQUA Congress in Ottawa, first of all, to researchers, university teachers engaged in Quaternary environmental problems in earth sciences (geology, geography-geomorphology, stratigraphy, paleobotany, archaeology and absolute dating) and, last but not least, to those concerned with engineering geology and soil mechanics.

Budapest, March 1987

Hugh M. FRENCH
Chairman, IGU
Commission on the Significance
of Periglacial Phenomena
Ottawa, Canada

Márton PÉCSI
Chairman, INQUA
Commission on Loess
Budapest, Hungary

I. LITHOLOGY, GENESIS AND GEOTECHNICAL
STUDY OF LOESS

INTERCOMPARAISON DE METHODES MICROGRANULOMETRIQUES APPLIQUES A DES LOESS

M. Levant-R.Anthore-J.P. Dupont-
B. Hallégouët-D. Robbe

ABSTRACT

Disparities evaluation of granulometric results obtained by methods based on different principles; study realized with the fine fraction of 18 loess from Jersey and Normandy (preliminary sort made on 50 μ m squared mesh sieve).

The test has been realized from 4 methods based on sedimentation (Pipette, Sedigraph, Absorption X-Rays, CAPA Centrifugator), Laser method and Coulter type particles counter.

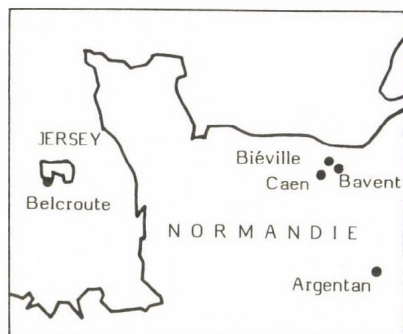
The particle-size fraction with an equivalent diameter higher than 50 μ m revealed on M.E.B. may induce important measurement artefacts (truncation of curves, overestimation of fines) and arises the problem of the sorting limit validity. Although the measured "diameters" are appreciably different from one microgranulometric method to the other, the evolutive trends of the curves offer good convergences. The global and comparative interpretations as for dynamic and genetic parameters remain reliable but the quantitative transposition of the acquired results by different methods is impossible.

OBJECTIFS

Initialement, dans le cadre des descriptions sédimentologiques pour l'étude des formations quaternaires et notamment des loess, la microgranulométrie était abordée par le suivi sédimentométrique obtenu par prélèvements effectués à la pipette. Cette technique demande un investissement en temps très important et les laboratoires concernés ont examiné les performances des technologies plus automatisées.

Au cours de la présente étude, nous avons comparé des résultats obtenus sur des échantillons communs à l'aide de méthodes dont certaines sont basées sur des principes comparables et d'autres, différents.

Les échantillons analysés proviennent de Normandie et de Jersey (Fig. 1.) Ce sont principalement des loess mais, pour tester les méthodes granulométriques, notamment en ce qui concerne l'évaluation de la fraction fine, nous avons intégré, dans l'échantillonnage mesuré, la matrice d'un niveau de head et un horizon pédogénisé de type Bt.



Echantillons 1 à 5 :

1. Biéville - loess calcaire weichsélien
2. Argentan - loess
3. Argentan - loess ou limon?
4. Caen - loess calcaire pré-weichsélien
5. Caen - loess calcaire weichsélien

Echantillons 10 à 18:

Echantillons 6 à 9 :

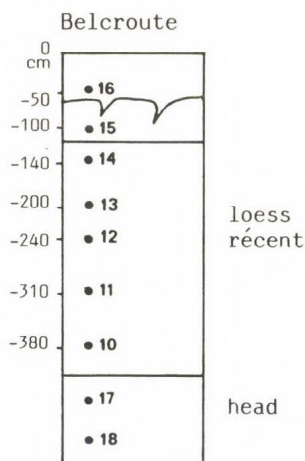
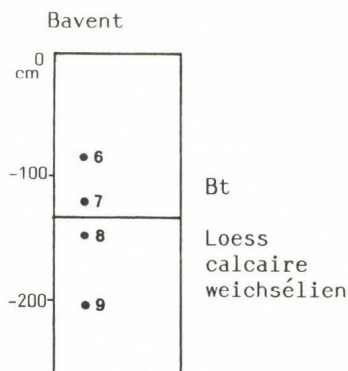


Fig. 1: Localisation et identification des échantillons

METHODES

Le test a été réalisé à partir de quatre techniques basées sur la sédimentométrie:

- Pipette (M. Levant): uniquement 2 points de mesure pondérale pour des dimensions apparentes de particules sphériques inférieures ou égales à 20 μm et 2 μm ,

- Sédigraphe (M. Levant): suivi de sédimentation automatisé par mesure ponctuelle de l'absorption des rayons X en fonction du temps et de la hauteur dans la cuve,

- Mesure de suivi de sédimentation (R. Anthore): par mesure de l'absorption des rayons X sur toute la hauteur de la cuve à des intervalles de temps réguliers,

- Centrifugeuse CAPA (B. Halégouët): suivi de sédimentation par mesure ponctuelle de l'absorption d'un faisceau de lumière blanche en fonction du temps et de la hauteur dans la cuve pour les particules les plus grossières puis centrifugation avec suivi comparable de la sédimentation "accélérée" en ce qui concerne la fraction la plus fine,

et deux méthodes granulométriques:

- Granulomètre laser (D. Robbe): par interprétation des anneaux de diffraction créés par les particules passant dans le faisceau laser,

- Compteur de particules type Coulter (J.P. Dupont): mesure et comptage des perturbations de conductivité de l'électrolyte dans la section calibrée de l'orifice de la sonde; les perturbations sont proportionnelles au volume des particules en suspension dans l'électrolyte.

Les principes méthodologiques ainsi que les principales hypothèses et contraintes de mesure sont rappelés dans un tableau récapitulatif (Fig. 2). Un contrôle par observation au microscope électronique à balayage a également été réalisé (J.P. Dupont et D. Robbe). Ce dernier contrôle ne prétend pas aboutir à une véritable granulométrie mais permet une estimation qualitative ou semi-quantitative de la validité des résultats obtenus par les autres méthodes.

Les échantillons mesurés ont été préalablement tamisés sur tamis à maille carrée de 50 μm et nous nous sommes attachés uniquement à l'étude de la fraction fine ainsi séparée. Un traitement dispersif (sels de Na) a été réalisé avant toutes les mesures. Les carbonates n'ont pas été

	Méthodes de mesure	Principe de mesure	Hypothèse	Contraintes de mesure
SEDIMENTOMETRIE	Pipette	Pondéral	Applicabilité de de la loi de STOKES: Forme sphérique Masse volumique uniforme choisie à 2,65	$x < 30 \mu\text{m}$
	Sédigraphe	Atténuation d'un faisceau de Rayons X		$x < 60 \mu\text{m}$
	Suivi RX			$x < 80 \mu\text{m}$
	Centrifugeuse CAPA	Atténuation d'un faisceau de lumière blanche		$x < 80 \mu\text{m}$
GRANULOMETRIE	Granulomètre laser	Analyse des figures de diffraction d'un faisceau laser	La mesure des surfaces projetées est statistiquement représentative des volumes	Borne inférieure à $1,2 \mu\text{m}$
	Compteur de particules type Coulter	Comptage et mesure des perturbations de conductibilité de l'électrolyte	La conductibilité des particules est négligeable par rapport à celle de l'électrolyte	$1,3 \mu < x < 50 \mu\text{m}$ ou $0,7 \mu < x < 180 \mu\text{m}$ mais borne inférieure impérative

Fig. 2: Tableau descriptif des méthodologies testées

attaqués mais les matières organiques (peu abondantes sauf pour 2 échantillons) ont été détruites excepté pour les mesures réalisées par la centrifugeuse CAPA et le granulomètre laser.

COMPARAISON DES RESULTATS PAR METHODE

Sédigraphe et Pipette

Compte tenu du tamisage préalable, la teneur en particules de taille supérieure à $50\text{ }\mu\text{m}$ a été considérée comme négligeable (Fig. 3).

Remarque: Les mesures pour des tailles supérieures à $50\text{ }\mu\text{m}$ sont d'ailleurs délicates dans les deux méthodes (avec le sédigraphe, la limite supérieure serait située vers 70 à $80\text{ }\mu\text{m}$). Pour repousser la limite supérieure et en améliorer le rendement, il faudrait placer l'échantillon dans un liquide de densité plus élevée.

Les résultats obtenus par ces deux techniques sont globalement comparables. Il faut toutefois noter que nous enregistrons, dans les résultats du Sédigraphe, un taux plus élevé de particules inférieures à $2\text{ }\mu\text{m}$ des que cette fraction excède 12 à 15% du sédiment total mesuré par ces deux techniques.

Bien que s'agissant, dans les deux cas, de techniques sédimentométriques, cet écart est lié à la différence du principe de mesure:

- en ce qui concerne les mesures à la pipette, nous faisons une extrapolation de densité uniforme des particules supposées sphériques lors de l'application de la loi de STOKES pour interpréter la chute des particules, mais la mesure est directement pondérale;

- avec le sédigraphe, nous procédons aux memes extrapolations sédimentométriques mais l'expression des résultats intervient en appliquant une seconde fois l'extrapolation d'une densité uniforme généralement choisie égale à celle de la silice (2,65).

La fraction inférieure ou égale à $2\text{ }\mu\text{m}$ comprend une quantité plus ou moins importante d'argiles dont la densité peut descendre au-dessous de 2,4 (soit 10% plus faible). L'extrapolation pour une densité uniforme à 2,65 rend inexacte l'application de la loi de STOKES pour les deux méthodes, mais elle déforme d'autant plus la traduction pondérale de mesure optique du Sédigraphe qui affiche ainsi un excès de particules fines d'autant plus grand que la teneur en minéraux argileux est plus importante.

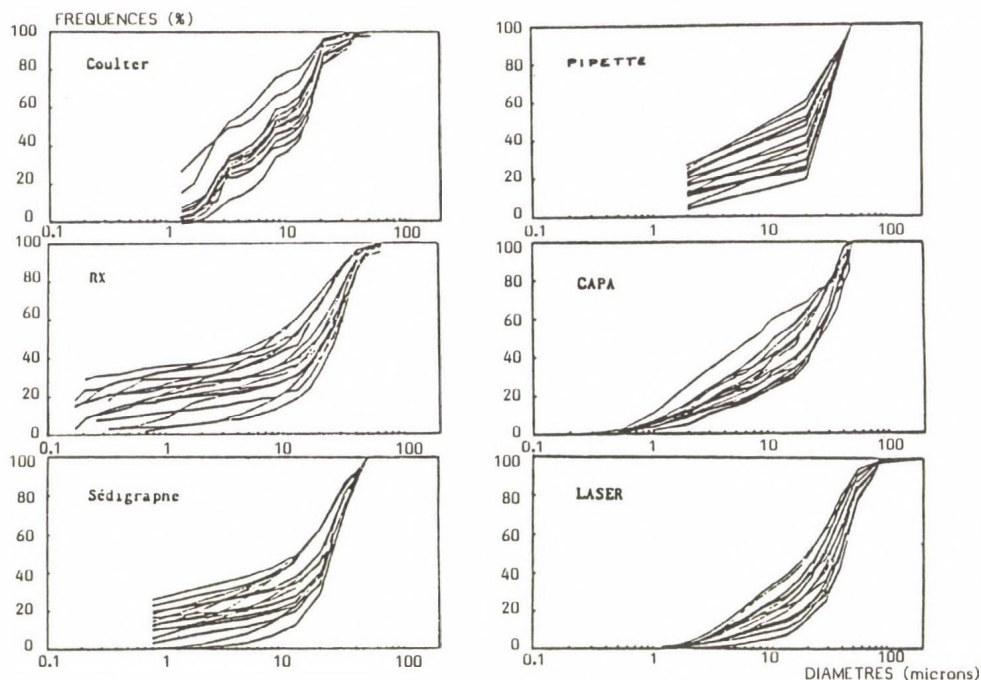


Fig. 3: Faisceaux de courbes obtenus lors de cet essai croisé

Suivi de sédimentation par rayons X (notation RX dans les figures)

Les résultats obtenus par cette méthode sont très comparables à ceux obtenus avec le Sédigraphe, notamment en ce qui concerne la fraction la plus fine (inférieure ou égale à $2\text{ }\mu\text{m}$).

Cette technique permet toutefois d'appréhender la chute de particules de taille supérieure à $50\text{ }\mu\text{m}$ en équivalent sphérique. Malgré le tamisage préalable des échantillons, nous constatons ainsi la présence d'une fraction particulière de taille supérieure à $50\text{ }\mu\text{m}$ en équivalent sphérique.

Les courbes cumulatives montrent, par ailleurs, une distribution granulométrique étalée mais moins régulière que dans le cas du Sédigraphe, ce qui atteste l'existence de plusieurs populations granulométriques peu distinctes (par recouvrement des modes).

Centrifugeuse CAPA (notée CAPA dans les figures)

De la même façon que pour les résultats obtenus avec le sédigraphe, l'opérateur a considéré qu'il n'y avait pas de particules de taille (en équivalent sphérique) d'un diamètre supérieur à $50\text{ }\mu\text{m}$, mais cette technique permet en réalité de mesurer des particules d'un diamètre équivalent allant jusqu'à $80\text{ }\mu\text{m}$.

Bien que basée sur des principes comparables aux précédents, cette technique livre des résultats qui diffèrent par la faible importance des particules les plus fines. Les courbes obtenues dans la fraction silteuse de 50 à 10 voire à $5\text{ }\mu\text{m}$ sont comparables, mais les courbes s'infléchissent ensuite pour ne laisser apparaître qu'une très faible proportion de matériel d'un diamètre équivalent inférieur à $1\text{ }\mu\text{m}$.

En attendant les résultats de mesures complémentaires qui seront publiés ultérieurement, nous pouvons invoquer l'absence de destruction des matières organiques qui sont susceptibles de favoriser le maintien d'agrégats dans lesquels serait engagée la fraction la plus fine. Les très faibles teneurs en matières organiques de la plupart des échantillons semblent, toutefois, ne pas pouvoir constituer une hypothèse suffisante pour expliquer ces différences dans les résultats granulométriques.

Il faut donc rappeler que ces mesures se déroulent en deux temps:

- un suivi optique (absorption d'un faisceau ponctuel de lumière blanche) de la décantation des suspensions pour les particules d'un diamètre équivalent de 50 à $10\text{ }\mu\text{m}$.

- et un suivi optique d'une sédimentation accélérée par centrifugation de la fraction la plus fine d'un diamètre équivalent inférieur à $10\text{ }\mu\text{m}$.

Ce procédé entraîne un gain de temps dans la mesure. La centrifugation ne fait qu'augmenter le facteur g et ne doit pas affecter la mesure lorsque l'on s'adresse à des sphères, mais si nous considérons la présence d'éléments aplatis (confirmation par observation au M.E.B.), il peut y avoir des modifications de l'écoulement gravitaire dans la cuve de mesure. Ce phénomène pourrait expliquer:

- le problème de raccordement entre les deux séries de mesure que l'opérateur a tenté de résoudre en relevant la limite inférieure de la fraction la plus grossière et en réduisant la vitesse de centrifugation pour

les suivantes (10 à 1 μm et 1 à 0,1 μm),

- les différences enregistrées avec les autres méthodes sédimentométriques.

Granulomètre Laser

Les tailles des populations particulières décrites par le granulomètre laser sont globalement plus importantes que celles observées avec les autres méthodes:

- la fraction de particules d'un diamètre équivalent supérieur à 50 μm est généralement importante,

- de ce fait, les D50 obtenus sont systématiquement plus élevés par rapport aux résultats des autres méthodes,

- la fraction fine inférieure à 2 μm reste toujours très faible voire négligeable et nous n'observons aucune particule d'un diamètre équivalent inférieur à 1 μm .

Pour tenter de comprendre ces différences, il faut rappeler qu'il ne s'agit pas d'une méthode sédimentométrique mais que l'on procède à l'analyse de la tache de diffraction d'une population particulière.

Le faisceau laser monochromatique traverse une cellule dans laquelle les particules à mesurer sont maintenues en suspension. La tâche de diffraction analysée est la superposition d'une série d'anneaux de diffraction lumineuse dont l'intensité diminue et le diamètre croît en fonction de la taille décroissante des particules. La gamme de mesure est fixée en fonction de la distance focale de la lentille.

Compte tenu de ce dispositif, l'appareil ne peut définir précisément la taille des particules inférieure à un seuil, mais peut apprécier globalement cette classe granulométrique. Le seuil, déterminé en fonction du pouvoir séparateur de la lentille utilisée et du détecteur, était de 1,2 μm dans les conditions de mesures utilisées lors de cette recherche.

Il faut toutefois rappeler que le phénomène de diffraction est limité aux particules d'une taille nettement supérieure aux longueurs d'ondes utilisées (0,5-0,6 μm).

Il faut enfin souligner le fait que l'on mesure les surfaces projetées des particules. Compte tenu de la dispersion du matériel dans la solution,

la forme ne doit théoriquement pas jouer de rôle dans la mesure puisque les particules sont, statistiquement, abordées selon tous les angles possibles. En fait, la présence de plaquettes de très faible épaisseur (ex. micas: photo n°3, planche II) peut toutefois exercer un rôle sur la mesure:

- les plaquettes placées perpendiculairement au faisceau sont prises en compte selon leur plus grande dimension,
- les plaquettes vues selon leur tranche sont alors de dimension infime et ne sont pas prises en compte dans l'analyse si leur épaisseur n'excède pas 0,6 μm .

Malgré les positions intermédiaires, ce phénomène peut contribuer à majorer les tailles des particules fines riches en plaquettes.

Compteur de particules type Coulter

Considérant que les échantillons étaient dénués de particules d'un diamètre équivalent supérieur à 50 μm , nous avons effectué les mesures avec une sonde à orifice 100 μm .

Dans l'intervalle de mesure correspondant (1,3 à 50 μm), nous obtenons une distribution des populations particulières en classes de taille.

Les courbes obtenues sont exprimées en pourcentages volumiques et révèlent une distribution régulièrement plurimodales soit 3 modes situés aux environs de 2,5 μm , 7 μm et 18 μm dont la présence constante est explicable par la parenté des échantillons.

Ces mesures sont recalées par rapport à des étalons calibrés et sont donc fiables en matière de mesure des volumes des particules mais la traduction des résultats en pourcentages pondéraux est peu fondée puisqu'elle suppose une homogénéité des densités des particules mesurées (problème déjà évoqué pour les mesures réalisées avec d'autres méthodes).

Il faut toutefois prendre la précaution d'utiliser des solutions suffisamment diluées pour limiter les problèmes de coïncidence (présence simultanée de grosses et de petites particules dans la section cylindrique de l'orifice).

Mais la principale difficulté posée par cette méthode de mesure réside dans le fait qu'elle dénombre les particules dans un intervalle donné (1,3 à 50 μm dans les conditions de ces mesures avec la sonde 100 μm).

Les particules non situées dans ce créneau de mesure ne sont pas prises en compte. En ce qui concerne les particules d'une taille (en diamètre équivalent) supérieure à la borne supérieure de mesure, l'utilisation d'une autre sonde à orifice plus grand (ex. 280 μm) permet, par recouplement des canaux de mesure, d'appréhender la mesure des populations particulières correspondantes. Quant à la borne inférieure, le problème est plus délicat; nous pouvons avoir recours à des sondes à orifice plus petit, mais cela ne fait que repousser le problème avec les inconvénients pratiques de l'obstruction fréquente de l'orifice. Pour appréhender l'évaluation de la fraction de taille inférieure à la borne inférieure, les constructeurs de ce type de matériel proposent un calcul d'approximation basé sur la poursuite de la distribution observée dans les canaux correspondant aux tailles les plus petites mesurées. Ce calcul d'approximation peut s'appliquer à une population particulière unimodale mais devient inopérant pour les distributions irrégulières et très étalées telles que nous les avons mesurées:

- un mode particulaire situé en-dessous de la borne inférieure apparaît alors négligeable,

- inversement, cette fraction peut être surévaluée lorsque ce même mode débute dans le canal des particules les plus fines mesurées (Fig. 4).

Ces approximations de l'importance du matériel inférieur à la borne inférieure de mesure sont donc aléatoires et nous préconisons de ne pas les prendre en compte.

En conclusion, le compteur de particules type Coulter est un excellent outil pour décrire la distribution granulométrique des particules dans un créneau de mesure donné, mais, faute d'apprécier la fraction la plus fine, ne paraît pas adapté pour réaliser la granulométrie globale d'un échantillon.

COMPARAISON DES RESULTATS PAR ECHANTILLON ET OBSERVATIONS AU MICROSCOPE ELECTRONIQUE A BALAYAGE

Malgré les décalages précédemment définis, la comparaison des distributions granulométriques obtenues par les différentes méthodes pour chaque échantillon fait apparaître des concordances d'évolution. Ainsi, quelle

que soit la technique utilisée (Fig. 5), le loess 17 est analysé comme présentant la texture la plus fine, le loess 16, la texture la plus grossière et un échantillon tel que le loess 14, une texture intermédiaire.

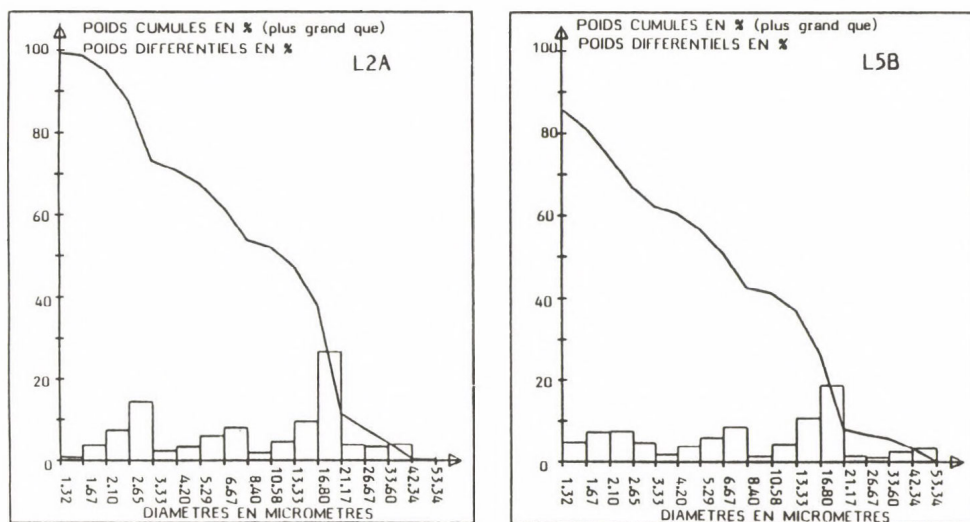


Fig. 4: Exemples d'application du calcul d'extrapolation basé sur les comptages enregistrés dans les premiers canaux de mesure: pour L2A, la distribution plurimodale n'exclut pas la possibilité d'une population particulière de taille inférieure à 1,32 μm ; pour L5B, l'existence d'un mode fin encore important dans le premier canal de mesure conduit à extrapoler sa poursuite en deçà de 1,32 μm

Dans chacun des cas, le granulomètre laser prenant en compte la fraction supérieure à 50 μm fait apparaître la distribution la plus grossière tandis que les méthodes sédimentométriques présentent un excédent dans la fraction la plus fine.

Les données Coulter, obtenues par la seule sonde à orifice 100 μm s'intègrent plus ou moins dans cette variabilité compte tenu de la double contrainte des bornes supérieure et inférieure de mesure. Elles mettent en évidence des populations granulométriques particulières dont l'existence peut être confirmée par la présence d'anomalies dans les répartitions régulièrement étalées des autres méthodes et, plus particulièrement, avec les résultats obtenus par la Centrifugeuse CAPA.

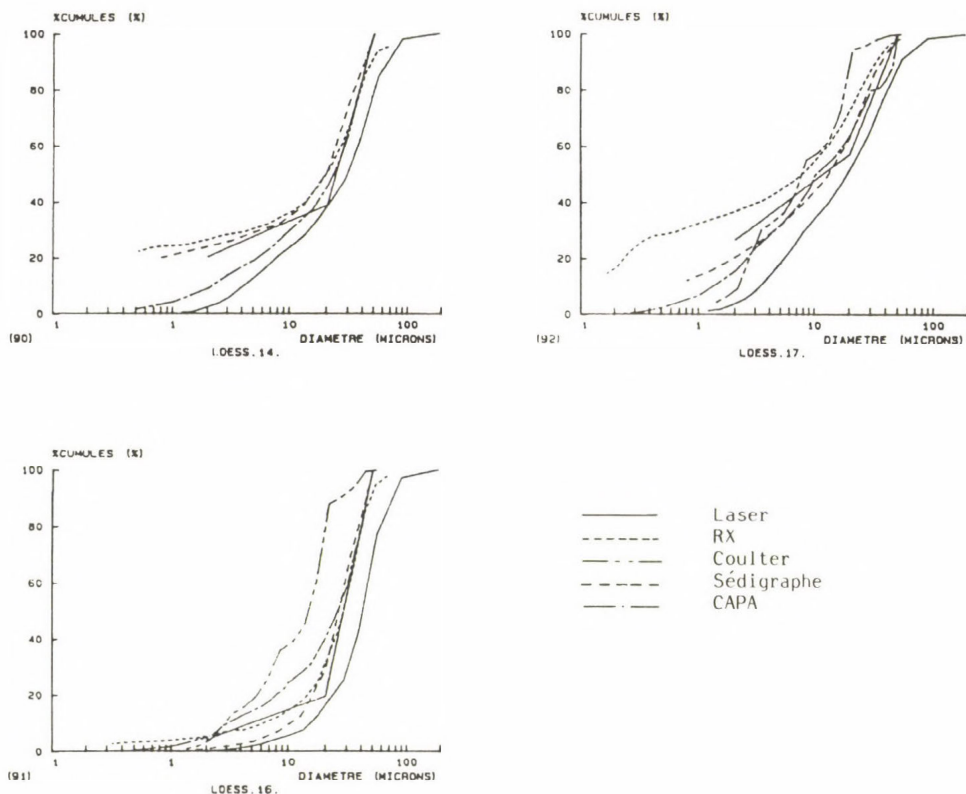


Fig. 5: Comparaison des résultats obtenus par diverses méthodes sur les échantillons 14, 16, 17.

L'observation au M.E.B. des échantillons 16 et 17 révèle (planche I):

- l'existence, malgré le tamisage préalable, d'une fraction grossière d'un diamètre équivalent supérieur à 50 μm ; l'importance de cette fraction indique que, relativement, le poids de l'ensemble des particules inférieures à 2 μm est faible;
- la texture plus grossière de l'échantillon 16 par rapport à l'échantillon 17.

La première observation confirme les données du granulomètre laser qui ont nettement mis en évidence l'existence de cette fraction et son impor-

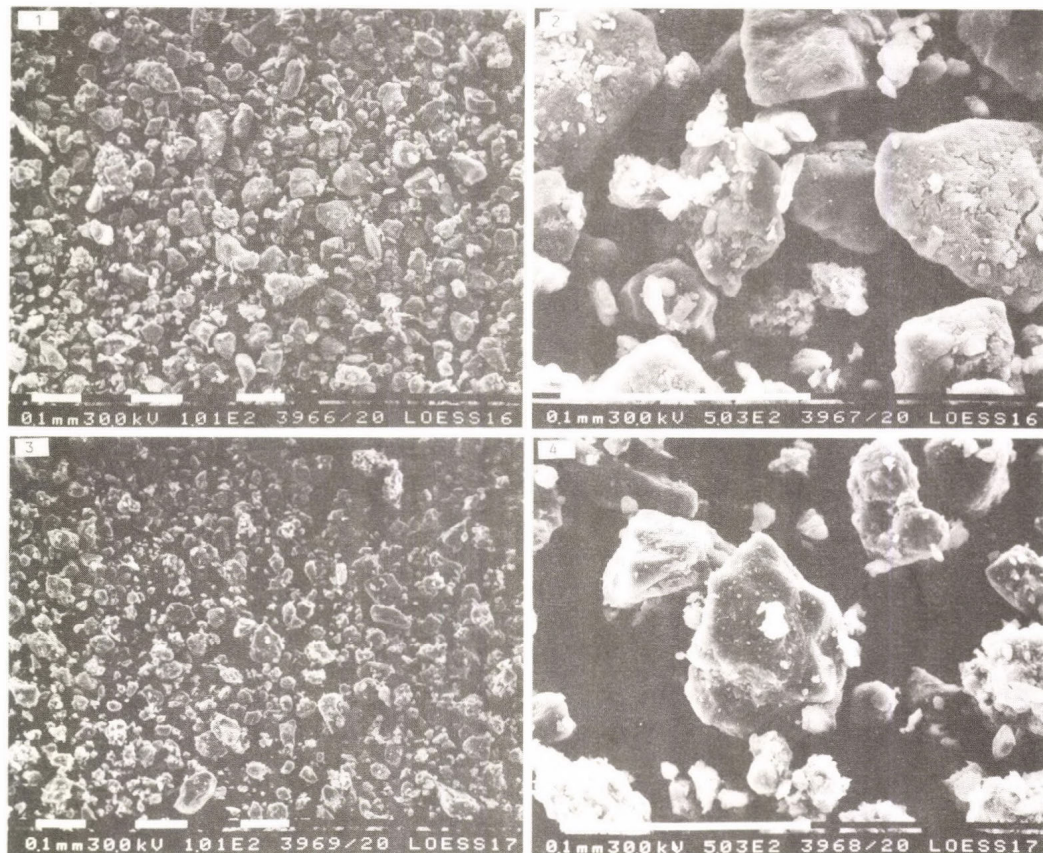


Planche I: Observation au Microscope Electronique a Balayage (D. ROBBE) des poudres (sans adjonction d'un dispersant); les grossissements sont symbolisés par les barres de mire situées a la base de la photo et représentant 0,1 mm. 1. Faible grossissement; 2. Fort grossissement; (Echantillon n°16 de texture grossiere); 3. Faible grossissement; 4. Fort grossissement; (Echantillon n°17 de texture plus fine).

tance dans l'échantillon 16 par exemple.

La seconde constatation valide les tendances évolutives des distributions granulométriques obtenues par les différentes méthodes et autorise l'interprétation des comparaisons des distributions granulométriques obtenues par un même méthode.

Pour contrôler la présence d'une fraction inférieure à $1\text{ }\mu\text{m}$ et la validité granulométrique des méthodes sédimentométriques pour la fraction fine, nous avons observé au M.E.B. la fraction particulaire d'un diamètre équivalent inférieur à $1\text{ }\mu\text{m}$ séparée par sédimentométrie en appliquant la loi de STOKES.

Ce travail a été réalisé sur l'échantillon 17 pour lequel les méthodes sédimentométriques révèlent l'importance de la fraction la plus fine. Les prélèvements ont été effectués à la pipette puis observés après séparation sur filtre $0,45\text{ }\mu\text{m}$ (planche II).

La présence de particules d'une taille inférieure à $1\text{ }\mu\text{m}$ est bien mise en évidence dans la photo n°1 de la planche II, mais il est difficile d'apprécier l'importance quantitative de ces éléments - qui, essentiellement argileux, constituent le plus souvent un voile à la surface du filtre (cf. autres clichés de cette planche) - donc de leur importance en poids, nécessairement limitée du fait de la présence d'une fraction grossière (photos 1, 2, 3, 4 planche I).

Les clichés 2, 3, 4, 5, 6 de la planche II montrent des particules d'un diamètre équivalent supérieur à $1\text{ }\mu\text{m}$. La chute ralentie de ces particules s'explique par leur forme qui diffère de la sphère de référence de la loi de STOKES. La forme des particules peut en effet faire varier la vitesse de chute dans un rapport de 1 (sphère) à 15 (feuillet très mince). La nature des particules peut enfin jouer un rôle sur la densité:

- photos n°5 et n°6: esquilles de quartz,
- photo n°3: plaquette de mica,
- photo n°4: fragment de bioclaste (calcite lamellaire).

Le caractère composite de ce mélange n'autorise pas de modification quantifiable de densité pour l'application de la loi de STOKES aux particules les plus fines. Ce dernier paramètre semble toutefois négligeable par rapport au paramètre de forme.

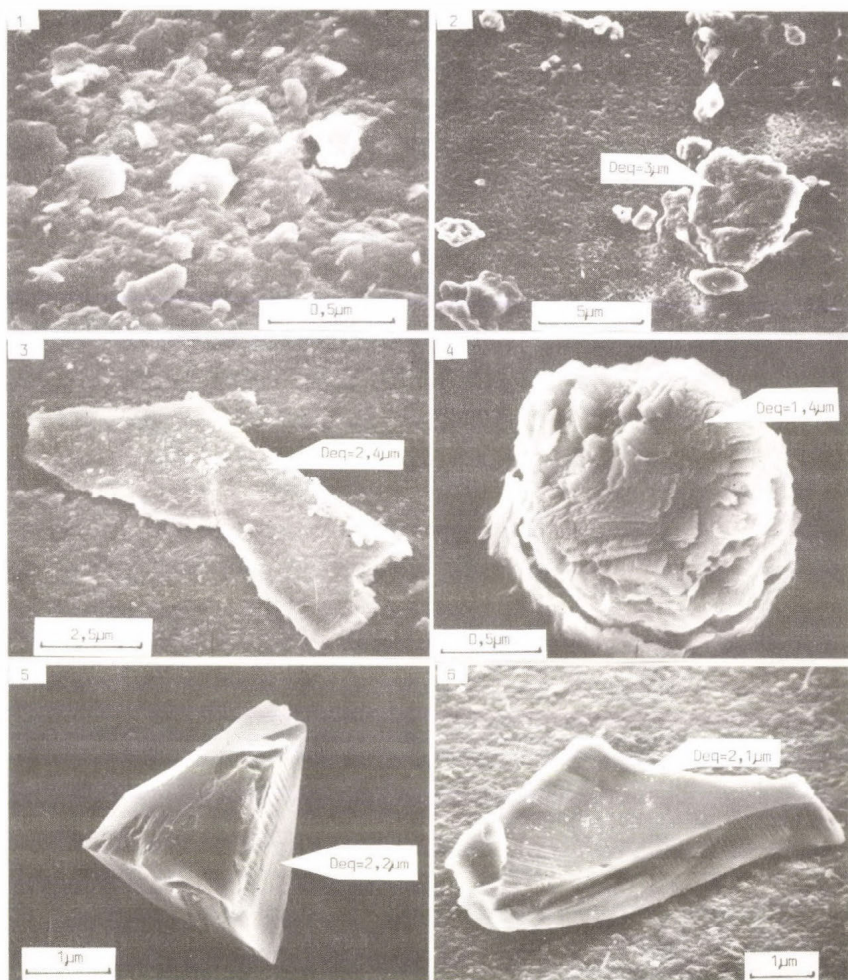


Planche II: Observation au Microscope Electronique a Balayage (J.P. DUPONT) des particules inférieures a lum séparées par sédimentométrie a partir de l'échantillon n°17. 1. Plaquettes argileuses; 2. Particules et agrégats cohérents; 3. Plaquette de mica; 4. Elément bioclastique composé de calcite lamellaire; 5 et 6. Esquilles de quartz; Les volumes de ces particules ont été appréciés en prenant les mensurations selon plusieurs angles d'observation; les diametres calculés en équivalent sphérique sont notés Deq.

CONCLUSIONS

La coupure à $50\text{ }\mu\text{m}$ par tamisage n'est pas fiable comme cela a été démontré par le granulomètre laser et l'observation au M.E.B.; mais, dans l'état actuel d'avancement de ce travail, la principale conclusion est qu'aucune technique testée ne paraît fournir de données granulométriques irréprochables:

- Les résultats des méthodes sédimentométriques ne peuvent s'extrapoler en matière de mesures granulométriques compte tenu des paramètres de densité et surtout de forme qui affectent la fiabilité des données correspondant à la fraction fine qui est appréciée par excès.

- Le granulomètre laser et le compteur de particules type Coulter ne peuvent aborder la granulométrie de la fraction la plus fine et ne peuvent, par conséquent, fournir de taux réel de particules inférieures à $2\text{ }\mu\text{m}$, par exemple; pour le Coulter, la fraction inférieure à $1\text{ }\mu\text{m}$ est inconnue ou appréciée de façon aléatoire par calcul; pour le laser, la fraction comprise entre $1,2\text{ }\mu\text{m}$ et $0,6\text{ }\mu\text{m}$ est prise en compte globalement, la fraction inférieure à $0,6\text{ }\mu\text{m}$ restant inconnue.

Remarque: L'introduction de l'utilisation de la diffusion dans les granulomètres laser permettra de repousser cette limite inférieure de mesure.

Il n'y a donc pas de possibilité de comparer quantitativement les résultats acquis par des méthodes différentes. Les décalages entre méthodes répondent à des "comportements" qui ne peuvent être quantifiés ou mis en équation.

La variation de forme des particules (cf. observation au M.E.B., §4), qui affecte plus particulièrement les résultats des méthodes sédimentométriques, mais, peut-être aussi, celles du granulomètre laser (cf. hypothèses fin du §3.4), pose le problème de la validité et du sens des diamètres affectés le long des courbes granulométriques.

Pour une même méthode, nous pourrions toutefois interpréter les variations de la distribution granulométrique dont l'évolution s'est avérée significative par observation au M.E.B.

Il faut enfin rappeler que les données, présentées ici dans le cadre de l'étude des loess, constituent un travail préliminaire qui fait l'objet de mesures complémentaires en variant les paramètres de mesure et en utili-

sant des mélanges d'étalons calibrés. Au terme de ce travail, nous pensons:

- pouvoir caractériser les paramètres de mesure les plus adaptés aux besoins des utilisateurs et

- mieux définir les limites de validité de chacune de ces méthodes.

Adresse des auteurs:

Michèle Levant: Centre de Géomorphologie du CNRS, rue des Tilleuls, 14000 Caen, France

René Anthore: Groupe de Métallurgie Physique - U.A. 808, Université de Rouen, Faculté des Sciences, BP 67, 76140 Mont-Saint-Aignan, France

Jean-Paul Dupont: Laboratoire de Géologie, GRECO Manche, Université de Rouen, Faculté des Sciences, BP 67, 76140 Mont-Saint-Aignan, France

Bernard Hallégouët: Laboratoire de Géographie de la Mer et des Côtes, BP 814, 29285 Brest, France

Daniel Robbe: Division Eau, LCPC Nantes, B.P. 19, 44340 Bouguenais, France

A NEW APPROACH TO LOESS STRATIGRAPHY
AND PROVENANCE STUDY:
MINERALOGY AND QUARTZ THERMOLUMINESCENCE
OF LOESSES FROM NORMANDY, FRANCE

S. Balescu

ABSTRACT

The quartz artificial thermoluminescence characteristics of loesses together with the heavy mineral suites are used as sedimentological tracer for loess identification and characterisation. Regional and stratigraphical variations within the quartzose and heavy mineral loessic material lead to the definition of specific loessic facies. Moreover, the natural thermoluminescence properties of quartz provide a stratigraphical marker which enables a very good chronological differentiation between Weichselian and Saalian loesses of Normandy.

INTRODUCTION

In this paper, we report on a stratigraphical and sedimentological investigation of loesses from Normandy (France). It rests on the analysis of the composition of their detrital heavy mineral suites and the study of the thermoluminescence properties of the quartzose material.

Thermoluminescence (TL) is the name given to the light emitted by a crystal, when it is heated after being previously exposed to a source of ionizing radiation. The artificial TL signal (ATL) is induced by laboratory irradiation. Its characteristics, being related to the chemical composition and the structure of the crystal, provide therefore a means of "fingerprinting" minerals.

The natural TL signal (NTL), induced by the environmental radioactivity, is directly related to the amount of radiation that the mineral has received during geological time. Because detrital quartz

grains are optically bleached under sunlight during aeolian transportation prior to their deposition, the intensity of their NTL signal can be used to measure the time elapsed since deposition of the loess (WINTLE, 1982; WINTLE-HUNTLEY, 1982; WINTLE, 1987).

Both the quartz ATL characteristics and the heavy mineral assemblages are used as sedimentological tracers for loess characterisation and source identification. The quartz NTL signal supplies a stratigraphical marker independent of paleogeographical conditions. In contrast with the existing literature on TL of loesses from Normandy (WINTLE et al., 1984), we use here the quartz TL method as a relative dating technique without any attempt to estimate absolute ages. This approach, termed "TL stratigraphy" enables definition and comparison of relative TL chronologies. It is therefore more adapted to rapid and comprehensive studies of loess chronology within large areas (BALESCU et al., 1986c).

The use of these identifiable sedimentological and chronological criteria have led to the description of a number of distinct loessic facies, the spacial distribution and temporal evolution of which have cast new light on the dynamics of their origin and deposition.

MATERIALS

This method of approach has been applied to different loessic sequences of Normandy which are schematically presented in figure 1 and 2.

Referring to the correlations established by LAUTRIDOU (1985), the samples were taken as follows:

- on the one hand from the younger loesses (Upper and Lower Weichselian loesses attributed respectively to the Upper and Middle Pleniglacial, deposited around 20ka);

- on the other hand from the older loesses belonging to the last two Saalian cycles (Upper Saalian loesses, lying below the Eemian soil (Elbeuf I soil), were deposited between 120 and 200ka; Middle Saalian loesses, older than 200ka, underlie the interglacial intrasaalian soil (Elbeuf II soil)).

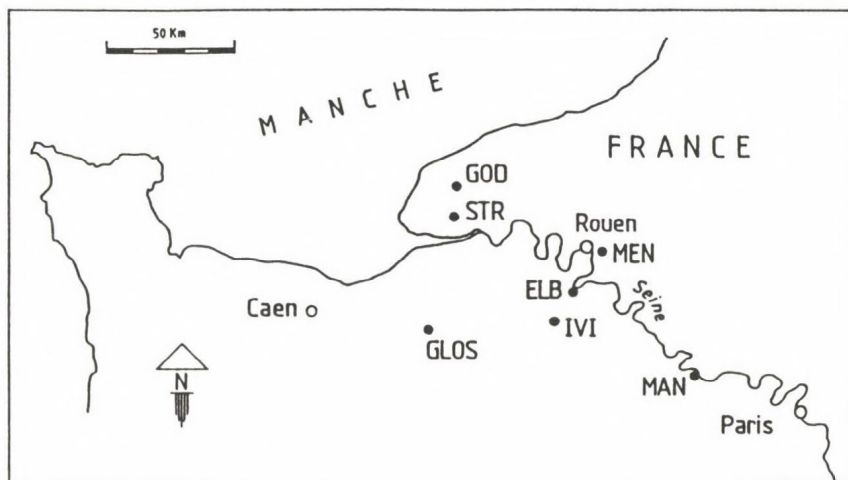


Fig. 1: Location of sampling sites in Normandy. GOD: Goderville; STR: Saint Romain; MEN: Mesnil Esnard; ELB: Saint-Pierre-les-Elbeuf; IVI: Iville; GLOS: Glos; MAN: Mantes

RESULTS

Mineralogy

The results relating to the amount of green hornblende (GH) and garnet (G) found in the loessic fraction of the sediment (between 30 and 60 μm) are shown schematically in Fig. 2. The percentage means of these two diagnostic minerals are given for each of the mineralogically homogeneous loessic units analysed (percentages are calculated on total count of 300 transparent grains, BALESU-HAESAERTS, 1984).

The mineralogical analysis of the Normandy loesses has led to the recognition of 6 mineralogical assemblages (IA, IB, IIA, IIB, IIIB, IIIC) and these are shown in Fig. 2.

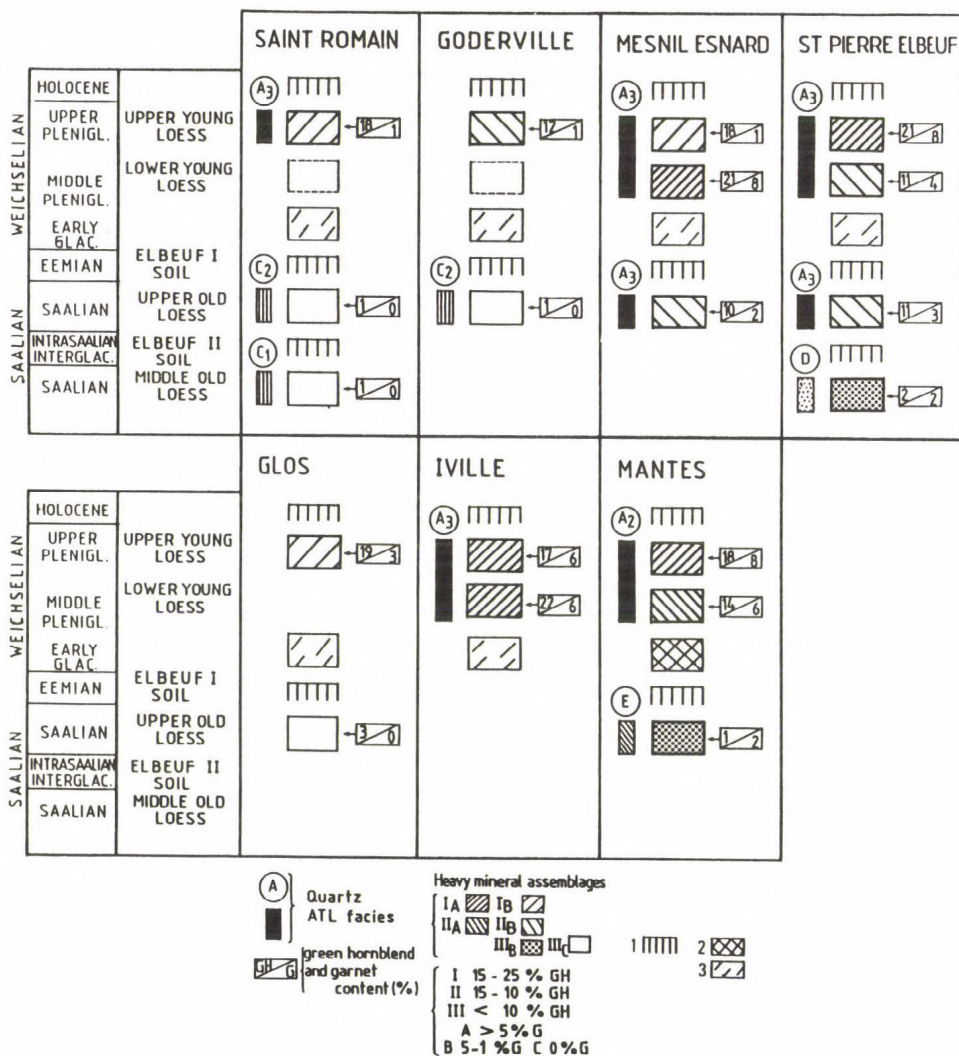


Fig. 2: Schematic representation of the investigated loessic sections: lithostratigraphy and stratigraphical distribution of the heavy mineral assemblages and the quartz ATL facies.

1=illuviated soil (brown forest soil). 2=grey loam (steppe soil): 3=clayey loam

Quartz ATL characteristics

The way of displaying TL data is to plot TL intensity as a function of heating temperature, known as a "glow curve". The typical ATL glow curves for the loessic grains of quartz in the range 40 to 50 μm are characterised by 5 maxima of luminous emission (Fig. 3). In previous studies, BALESCU et al. (1986a, b) demonstrate the existence of distinctive quartz ATL facies within NW European loesses, an indication of the diversity of their quartz-bearing assemblages and their origin in different source areas. Each facies is characterised by an ATL glow curve, the identity of which is based on the variations in absolute and relative intensities of the first and fifth artificial peaks ($H1A$ and $H5A$; Fig. 3).

The quartz ATL facies of Normandy loesses (referred to as A, C, D & E in Fig. 3) are shown in Fig. 2 in terms of the various loessic units studied.

Quartz NTL properties

Typical quartz NTL glow curves of loess are shown in figure 4. The quartz stratigraphical marker, termed MQ, yields relative age estimates of loessic deposits. It is defined as the ratio between the NTL intensity of the highest temperature peak ($H5_N$) and the corresponding ATL peak ($H5_A$): $MQ = H5_N / H5_A$. Applying this technique to loesses of Normandy, we obtain the results shown in Fig. 5. The MQ values are reported on the vertical axis, and the loessic sections on the horizontal axis.

DISCUSSION

Stratigraphical interpretation

The MQ ratio reported in figure 5 clearly discriminates between Saalian and Weichselian loesses. Indeed, all Weichselian loesses taken at the same chronostratigraphical position -but from different sites- show similar ratios ranging between 0.45 and 0.55. Their ratios are systematically lower than those of the Saalian loesses which range between 0.9 and 1.2.

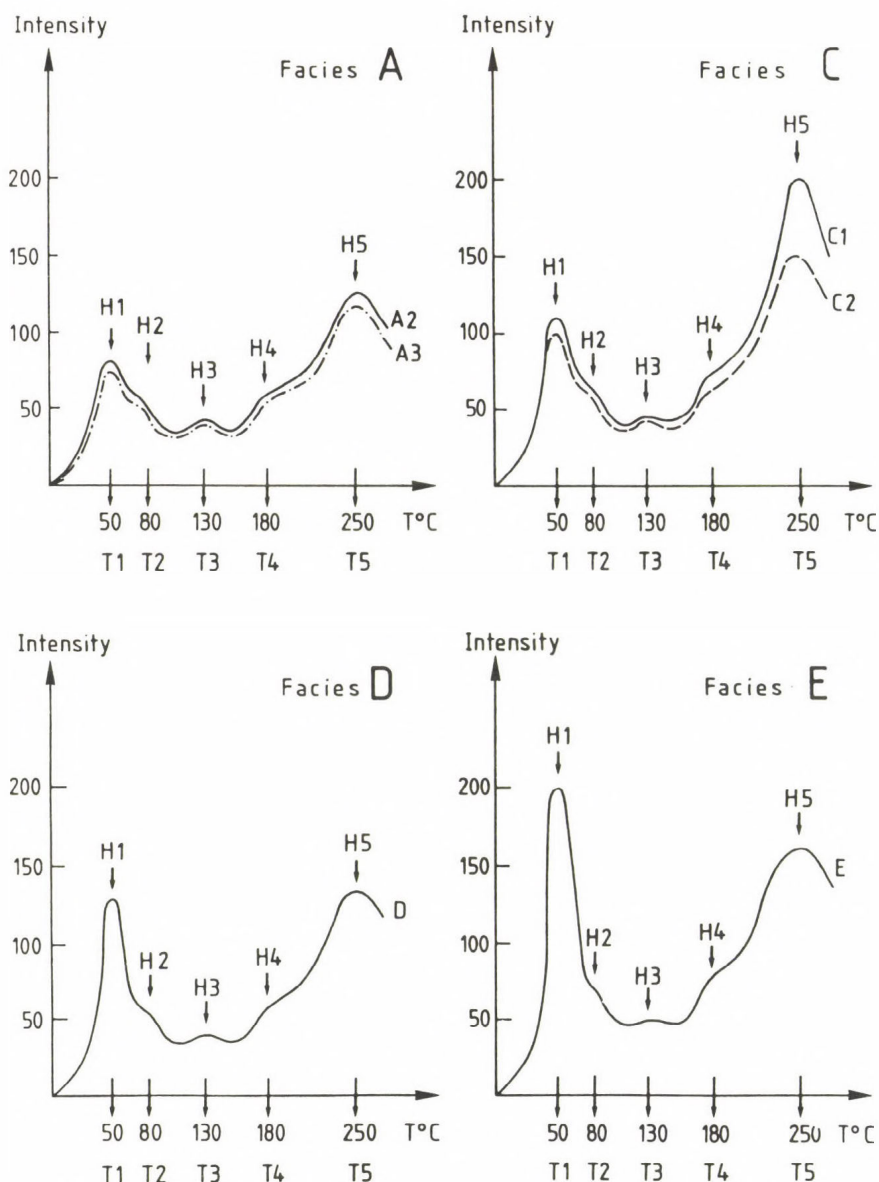


Fig. 3: Quartz ATL facies of Normandy loesses. Quartz samples (40–50 μm) have been γ irradiated for 12 hours with a $\text{Co}60$ γ source after being bleached by a 24 hours exposure to the sunlamp (see Baleine et al. 1973, Balescu et al. 1986a. for further technical and methodological details). ATL intensity in arbitrary and normalized units

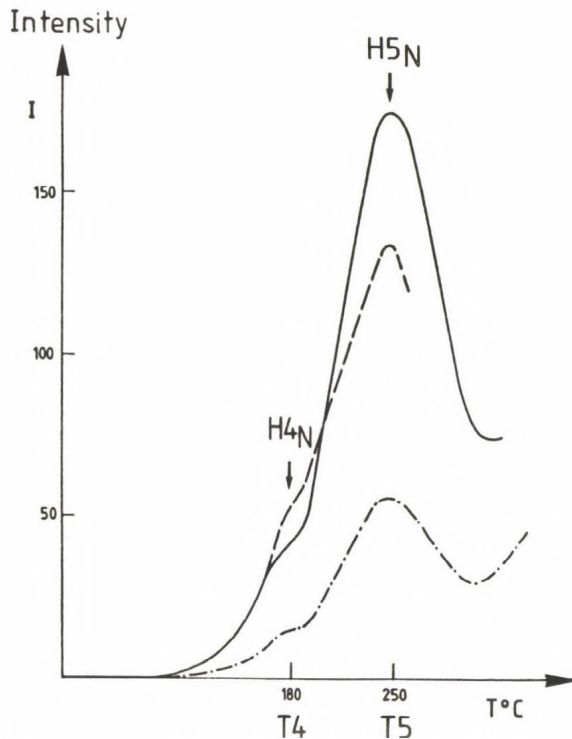


Fig. 4: Typical quartz NTL glow curves of loesses. NTL intensity in arbitrary and normalized units

However, as shown previously (BALESCU et al., 1986a), this marker does not allow stratigraphical differentiation between Upper and Middle Saalian loesses since they have reached saturation. Indeed, the quartz NTL signal saturates after about 120ka (beyond this time limit the NTL signal intensity remains constant).

These quartz relative dates show stratigraphic consistency both within individual sections and laterally. We also note that these quartz results are consistent with other relative dates we have estimated in loesses from Northern France and Belgium (BALESCU et al., 1986a, b).

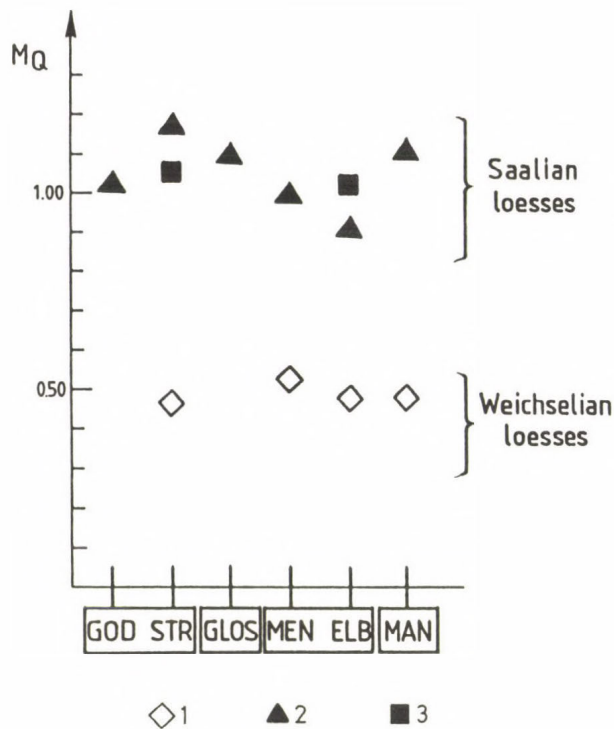


Fig. 5: Quartz TL stratigraphy of loesses. MQ values, on the vertical axis, associated with different loesses from distinct loessic sections, plotted on the horizontal axis. MQ is defined as the ratio of the NTL intensity of the highest temperature peak ($H5_N$) vs the corresponding ATL glow peak ($H5_A$). 1=Upper young loess (Weichselian); 2=Upper old loess (Saalian); 3=Middle old loess (Saalian)

Sedimentological interpretation

The sedimentological data are summarised schematically in Fig. 6 where the ordinates represent the mineralogical axis (the sum of the percentages of GH and G) and the abscissae represent the ATL axis (the sum of the intensities of the 1st and 5th ATL peaks: $H1_A + H5_A$).

An examination of the diagram reveals a separation of the older from the younger loesses. The bringing together of the Weichselian

loesses in the upper part of the diagram reflects both the constancy of their quartz ATL facies (type A) and their mineralogical stability. This ATL facies - A is systematically associated with high or average GH and G content (assemblages I and II) with GH+G 15. The predominance of green hornblende and garnet, minerals that are diagnostic of the "Normandy marine stock" (LAUTRIDOU, 1985) plus the homogeneity of the mineralogical and quartz ATL facies, illustrate the dominant allochthonous nature of the younger aeolian transport in Normandy, a feature almost certainly the result of the emergence of the Channel floor as a continental source area (LAUTRIDOU, 1985).

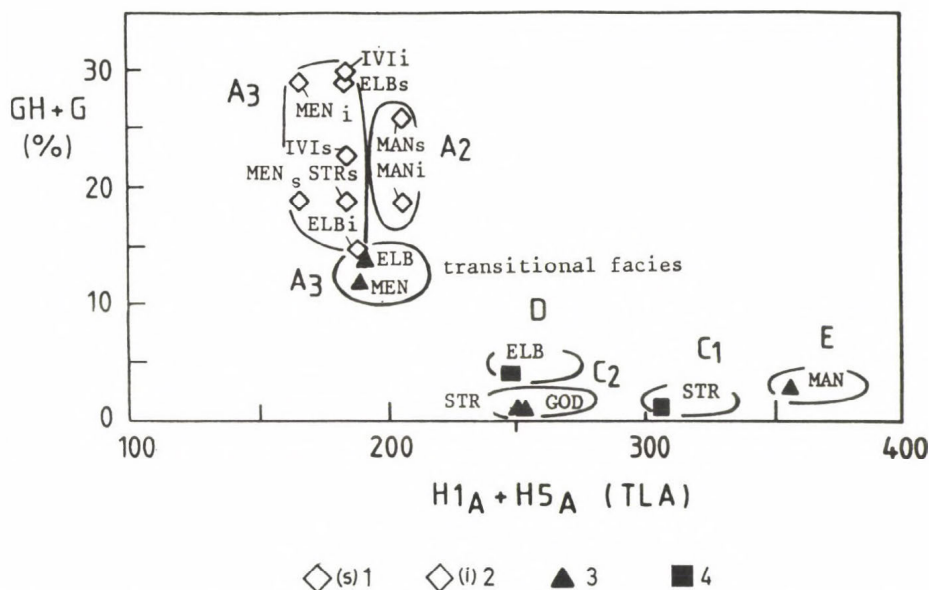


Fig. 6: Heavy Mineral - Quartz ATL diagram. Heavy mineral content (green hornblende GH+garnet G%) vs intensity of the first and fifth ATL peaks ($H_{1A}+H_{5A}$). A₂, A₃, C₁, C₂, D and E refer to ATL facies shown in Fig. 3. 1=(s) Upper young loess (Weichselian); 2=(i) Lower young loess (Weichselian); 3= Upper old loess (Saalian); 4= Middle old loess (Saalian)

The Saalian loesses are found in the lower part of the dia-

gram where they are strongly scattered along the ATL axis. This dispersion reveals the considerable diversity of their ATL facies (A, C, D, E), the spacial distribution of which shows up a clear E-W zonation. These ATL facies are generally associated with mineralogical assemblages (association III) having weak GH and G content (GH+G 15). Such decrease in green hornblende occurs simultaneously with an increase in the ubiquitous heavy minerals (zircon, rutile and tourmaline) that are diagnostic of the "regional alluvial stocks" (LAUTRIDOU, 1985). This great variety in the quartz ATL facies and the abundance of the ubiquitous minerals confirm the essentially autochthonous nature of the Normandy older loessic supply pattern, deriving probably from the periglacial alluvial plains as a result of aeolian deflation (LAUTRIDOU, 1985).

If the majority of the older loesses are deficient in GH and G, there nonetheless exist at Saint-Pierre-les-Elbeuf and Mesnil-Esnard Saalian loesses (Upper older loesses) with an average content of GH and weak G. MOREOVER, both their mineralogical and quartz ATL facies (assemblages IIB and facies A3) are identical to those defined for the younger loesses. Such similarity demonstrates the existence of a Saalian transitional facies in Normandy. This facies occupies an intermediate position on the diagram (Fig. 6) spanning the intersection of the two major assemblages described earlier. The existence of this transitional facies reported in Fig. 7, shows that the first aeolian detrital supplies of "marine stock" with dominant GH and G, initially thought to be diagnostic of the younger loesses, began to be blown into place in Normandy from the end of Saalian times. These results call into question the stratigraphical position of the "mineralogical inversion" used by LAUTRIDOU (1985) as a criterion for the differentiation of younger and older loesses, i.e. a mineralogical discontinuity marked by an inversion of the ratios between the mineral of marine (GH and G) and fluvial (ubiquitous) origin. As a consequence, this inversion, which is evidence of an important mineralogical modification of the source stock for the loesses, should no longer be placed at the Saalian/Weichselian transition but wholly within the Saalian. It is then comparable with the evidence from the older loesses of Northern France and Picardy (BALESCU - HAESAERTS, 1984; BALESCU, 1986) and of Belgium (JUVIGNÉ, 1985).

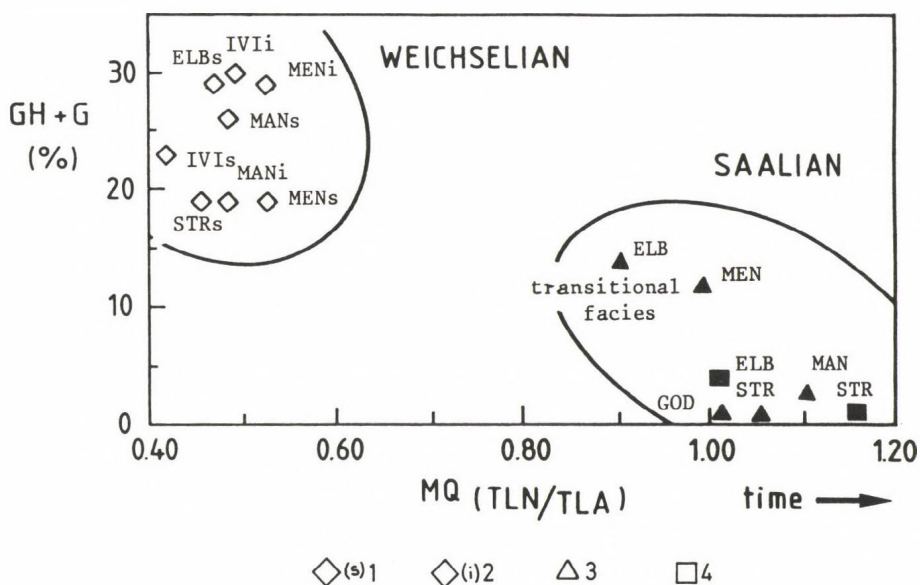


Fig. 7: Stratigraphical evolution of the loessic facies. Heavy mineral content (GH+G) vs M_Q ratio. 1= (s) Upper young loess (Weichselian); 2= (i) Lower young loess (Weichselian); 3= (s) Upper old loess (Saalian); 4= (i) Middle old loess (Saalian)

CONCLUSION

In this paper, we have shown that the quartz NTL properties enable a good chronological differentiation between Weichselian and Saalian loesses, independently of their facies and of their geographical location. The agreement of our quartz TL data with the regional stratigraphy, confirms that this TL method is a reliable relative dating technique.

We have also demonstrated that both quartz ATL characteristics and heavy mineral suites of loesses from Normandy provide complementary sedimentological tracers which can be used to distinguish loessic facies and to infer information about the source areas of these loesses.

Furthermore, we have pinpointed an important modification in loess composition which must have occurred, in Normandy as well as in Northern

France and Belgium, during Saalian times. Further investigation is however required to identify the origin of this change.

ACKNOWLEDGEMENTS

The results reported in this paper are from a joint work with Ch. Dupuis et Y. Quinif, carried out at the "Faculté Polytechnique de Mons" (FAPOM), Belgium. I am also very grateful to JP. Lautridou and AG. Wintle for encouragement and stimulating discussions. Financial support from the Belgian "Fonds National de la Recherche Scientifique" is gratefully acknowledged.

REFERENCES

- BALEINE, O.-CHARLET, JM.-DUPUIS, Ch. (1973): Les techniques utilisées pour l'étude de la thermoluminescence au laboratoire de minéralogie de la Faculté Polytechnique de Mons; 10 années d'expérience. - Ann. Scientifiques de Département des Mines-Géologie 1, 34-48.
- BALESCU, S. (1986): La minéralogie des loess du Nord de la France et la position stratigraphique des paléosols intraloessiques. - Supplement Bulletin A.F.E.Q. 26, 165-170.
- BALESCU, S.-DUPUIS Ch.-QUINIF Y. (1986a): Paleogeographical and stratigraphical inferences from thermoluminescence properties of Saalian and Weichselian loesses of Northwestern Europe. - Ancient TL 4, 16-23.
- BALESCU, S.-DUPUIS Ch. - QUINIF Y. (1986b): La thermoluminescence du quartz: un marqueur stratigraphique des loess saaliens et weichséliens du NW de l'Europe. - Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris) (302) série II. 12. 779-784.
- BALESCU, S.-DUPUIS Ch.-QUINIF Y. (1986c): TL Stratigraphy of Loesses: Quartz and Feldspar Dosimeters within Loessic Deposits from Normandy, France. - Ancient TL 4 (3), 61-67.
- BALESCU, S.-HAESAERTS, P. (1984): The Sangatte Raised Beach and the Age of the Opening of the Strait of Dover. - Geol. en Mijnbouwn 63, 355-362.
- JUVIGNE, E. (1985): The Use of Heavy Mineral Suites for Loess Stratigraphy. - Geol. en Mijnbouwn 64, 333-336.

LAUTRIDOU, JP. (1985): Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse de Doctorat d'Etat. Caen, 907 p (2 vol.). Centre de Géomorphologie du CNRS., Caen édit.

WINTLE, A.G. (1982): Thermoluminescence Properties of Fine-Grain Minerals in Loess. - Soil Science 134, 164-170.

WINTLE, A.G. (1987): Thermoluminescence dating of loess. Catena.

WINTLE, A.G.-HUNTLEY, D.J. (1982): Thermoluminescence Dating of Sediments. - Quaternary Science Reviews 1, 31-53.

WINTLE, A.G.-SHACKLETON, N.J.-LAUTRIDOU, JP. (1984): Thermoluminescence Dating of Periods of Loess Deposition and Soil Formation in Normandy. - Nature 310. 491-493.

Address of author:

Dr. Sanda Balescu: Laboratoires Associés de Géologie, Pétrologie et Géochronologie. CP160. 50av. F.D. Roosevelt. 1050 Bruxelles. Belgium.

MINERALOGICAL AND GRANULOMETRIC ANALYSIS OF THE "OLD LOESS SEQUENCES" OF HUNGARY

É. Pécsi-Donáth

ABSTRACT

The granulometric and mineralogical investigation of "old loess" sequences of the loess exposures of Hungary revealed differences in mineralogy and granulometry between the upper and lower parts. Based on the comparison of the same parameters of the "young" and "old" loess sequences it could be stated, that in the "old" loess sequence quartz and chlorite while in the "young" one dolomite and kaolinite predominate.

In the Hungarian loess exposures young and old loess sequences are distinguished (PÉCSI, 1965; PÉCSI et al., 1977, etc.).

The young loess sequence is about 25-30 m thick, its major part consisting of typical loess that is porous and rich in CaCO_3 . In its upper part of 5 to 10 m only two humic loess horizons (h_1 , h_2) are found. The lower part is thicker, i.e. about 20 m, here five stepp soils (MF_1 , MF_2 , BD_1 , BD_2 , BA) could be identified. Among these several loess bands (l_3 , l_5 , l_5' , l_5'' , l_6) are found (Fig. 1).

The young loess sequence is separated from the older one by the red-brown forest soil marked by MB. The mineralogical-petrographic as well as sedimentological features of the young loess sequence were summarized by É. PÉCSI-DONÁTH (1985).

The old loess sequence, called also "Paks Sequence", has an average thickness of 25 to 30 m. It is characteristic of this sequence that

- "it practically never provides complete sequence" (PÉCSI; 1986);
- as against the younger loess sequence it is of more compact structure;
- its CaCO_3 content is less, the large lime concretions and concretion horizons, however, are frequent;
- it contains intercalated fluviatile sand strata;
- it is dissected by red-brown, ochre-red soils:

(PD_1 , PD_2 , PDK) and by flood-plain sediments.

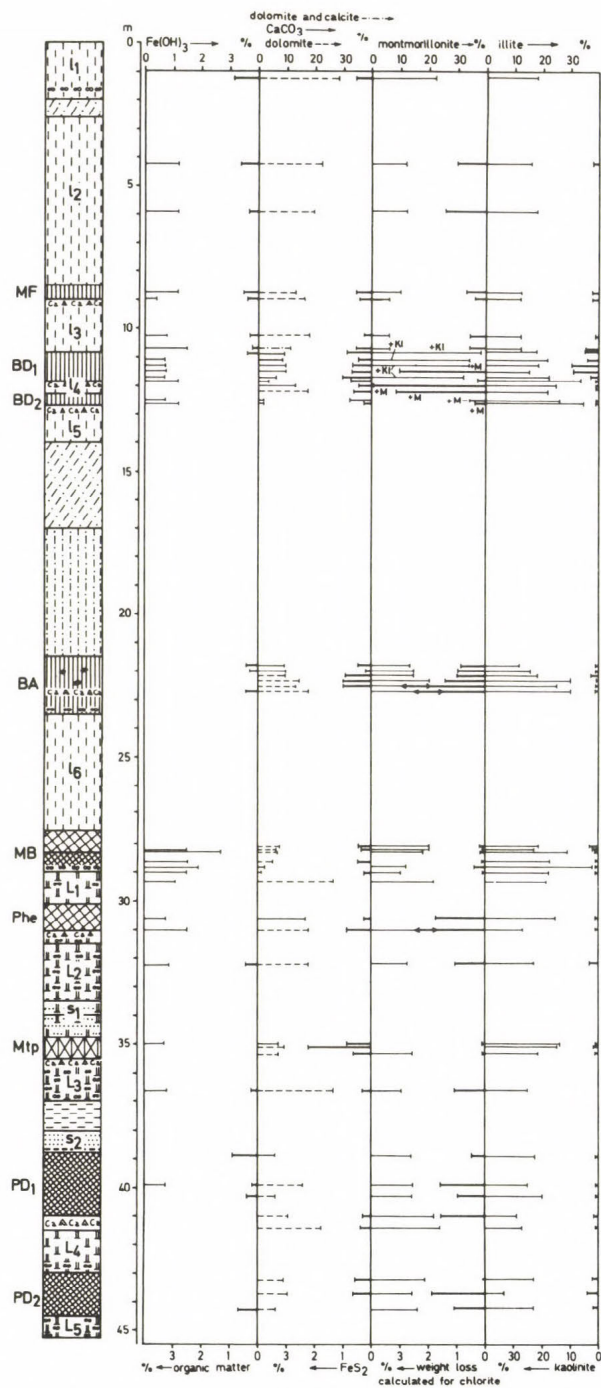


Fig. 1: Thermalanalysis of the loess profile at Paks brickyard

The upper part of the old loess contains usually four loessic strata (L_1 , L_2 , L_3 , L_4) between the soils MB and PD. Among these poorly developed brown forest soil (Phe), hydromorphous soil (Mtp) and fluvial sands are found. The latter ones produced also erosion hiatuses.

The lower part of the old loess goes down to the so-called "Dunaföldvár Complex" and consists of 2-3 brownish-red fossil Mediterranean forest soils and of two loess strata (L_5 , L_6).

The fifth layer of the old loess (L_5) involves the Brunhes-Matuyama paleomagnetic boundary (0,73 MA).

In the comprehension below the results of mineralogical and granulometric studies of the relatively complete exposures (boreholes were used). The following sections were processed: Paks, Dunaujváros, Dunaföldvár and a marginal point of the Great Hungarian Plain: Gyöngyösisonta. The granulometric, X-ray and thermoanalytical results of these localities will be discussed. (Some data is - as exemplar - in the Figs 1, 2.)

GRANULOMETRY

The characteristic grain size distribution of the loess horizons of the loess horizons of the old loess sequences of several exposures (Paks, 1971; Paks, 1977; Dunakömlőd, 1978; Dunaföldvár, Dunaujváros) is shown in Table I, in average values.

Table I: Average grain size distribution of the upper part of the old loess sequences of Paks (1971), Paks (1977), Dunakömlőd (1978), Dunaföldvár (Kálvária Hill) and Dunaujváros "Barátság lépcső"

	CaCO ₃	Clay 0.005	Mud 0.005-0.02	Loess 0.02-0.06	Sand 0.06-1
		mm	%		
L_1	20.95	23.3	15.6	25.1	35.9
L_2	17.9	25.8	21.5	34.9	17.7
L_3	19.0	30.8	23.1	32.84	13.3
L_4	23.6	23.6	21.0	37.5	18.1

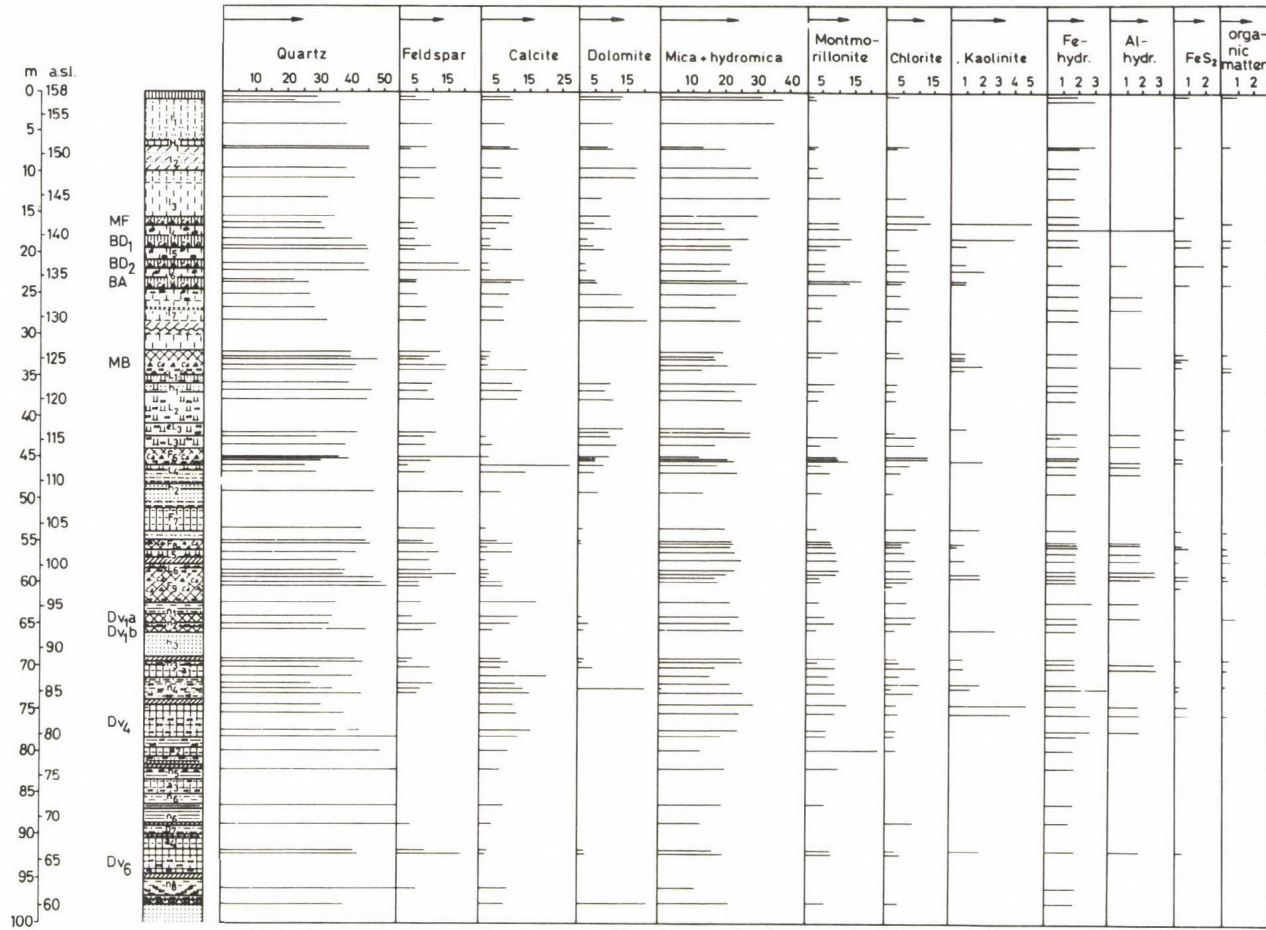


Fig. 2: The mineralogical composition (%) of the Dunakömlőd borehole section

It is characteristic of the grain size distribution of the upper part of the old loess sequence that the "loess grain size" predominates (32-37 %). In the loess band L_1 locally (Dunaföldvár Kálvária Hill surface exposure and Dunakömlőd-1978 borehole) the sand fraction displays higher percentages (50 and 40 %, respectively) than the loess fraction, this phenomenon reflects probable fluvial effect.

Lower part of the old loess sequence

The average grain size distributions of the loess bands L_5 and L_6 are shown in Table II:

Table II: Average grain size distribution of the loess strata L_5 and L_6 of Paks (1971), Paks (1977), Dunakömlőd (1978) and Gyöngyösvisonta

	CaCO_3	Clay 0.005	Mud 0.005-0.02	Loess 0.02-0.06	Sand 0.06-1 mm %
L_5	10.89	24.88	22.98	27.9	18.9
L_6	12.3	37.8	18.1	24.6	20.6

In the lower part of the old loess sequence the loess, in the oldest loess horizon the clay fraction predominate. There is no remarkable difference between the values of the fractions. In the same grain size category of the localities represented by averaging the loesses of Gyöngyösvisonta show some differences:

- the CaCO_3 content is very low;
- the clay fractions displays extreme high values (i.e. about 50 %)
- the sand fraction is of very low values (cca. 10 %).

In the oldest loess horizon (L_6) of the Dunakömlőd-1978 profile low carbonate and sand quantities were found, similarly to the locality Gyöngyösvisonta.

MINERAL COMPOSITION OF THE OLD LOESSES

The mineral composition of the old loess horizons L_1 to L_6 is given

also in average in Table III.

Table III: Results of X-ray and thermoanalytical investigations of the surface exposures of Paks 1977, Dunakömlőd 1978, Dunaföldvár and Gyöngyösvisonta

	L ₁	L ₂	L ₃	L ₄	L ₅	L ₆
quartz	30	32	29	33	45.5	39
feldspars	9	9	7	9	11	11
calcite	8	15	1.6	11	3	4
dolomite	15	10	21	11	-	-
micas	4	6	10	15	14.5	8
illite	18	12	15	-	1.5	16
kaolinite	0.5	2	0.3	-	1	-
montmorillonite	13	7	8	14	11.5	11
Fe/OH/ ₃	1.3	1	1.1	1	1	1.5
Al/OH/ ₃	-	-	0.5	1	1	3
FeS ₂	-	-	0.2	-	-	-
organic matter	-	0.5	0.2	-	0.2	-
chlorite	1.7	5	6	5	5.5	8
cristobalite	-	-	-	-	3.5	-

In harmony with the data of Table III, in the upper part of the old loess sequence the quartz (29-33 %), the clay minerals (illite+kaolinite+montmorillonite+chlorite = 19-33 %) and out of the carbonate minerals dolomite predominate.

Within the clay mineral group illite is more than montmorillonite and kaolinite is subordinate. Since iron oxy-hydroxides occur everywhere, oxidation processes can be presumed during or after the formation of the loess horizons.

Among the minerals of the lower part of the old loess sequence the quartz predominates, too (39-45 %). Clay minerals amount altogether to about 20 %, the montmorillonite showing equally 11-11 % in the two horizons, i.e. it is more than illite. Carbonate minerals are found in les-

ser quantities and dolomite is lacking. It is characteristic of the oldest loess horizon L_6 that illite becomes more abundant and the Al-hydroxide could be identified in a quantity of about 3 %, in addition to the iron oxy-hydroxides. This phenomenon refers to more intense weathering of this loess horizon.

The comparison of the mineral composition of the young and old loess sequences is seen in Table IV.

Table IV: Comparison of the mineral composition of the young and old loess sequences

	Young loess horizons % $L_1 - L_6$	Old loess % $L_1 - L_6$
quartz	21-40	29-45
feldspars	5-12	7-11
micas	4-17	4-15
illite	14-17	12-18
montmorillonite	6-15	7-13
kaolinite	1- 2	0.3- 1
chlorite	0- 7	2- 8
clay minerals	21-41	21-40
dolomite	8-20	10-21($L_5 - L_6 = 0$)
calcite	0-14	2-15
carbonate minerals	8-34	12-35
pyrite	0-0.5	0-0.2
iron oxy-hydroxide	0-0.3	0-1.5
organic matter	0.2- 1	0-0.5
Al-hydroxide	0-0.3	0-0.5

This comprehension shows that the differences between the loess sequences of different ages are as follows:

- in the young sequences the quantities of each mineral varies between wider limits;

- in the old loess sequence there are more quartz;
- dolomite is the predominating carbonate mineral of the younger sequence;
- the total amounts of clay minerals are the same in the two kinds of loess sequences but kaolinite is characteristic of the younger and chlorite of the older loess sequences;
- Concerning the average values of the other minerals there are no remarkable differences between the two, i.e. young and old loess sequences.

REFERENCES

- PÉCSI-DONÁTH, É. (1985): On the mineralogical and petrological properties of the younger loess in Hungary.-Loess and Quaternary. Akadémiai Kiadó. Budapest, 93-103.
- PÉCSI, M. (1965): Zur Frage der Typen des Lösses und lössartige Sedimente im Karpatenbecken und ihrer lithostratigraphischen Einteilung. - Földr. Közl. 13, (89), 305-323.
- PÉCSI, M. et al. (1971): Paleogeographical reconstruction of fossil soils in Hungarian loess. - Földr. Közl., 25, (101) 94-137.
- PÉCSI-DONÁTH, É. (1979): Thermal investigations of the loesses and fossil soils of Paks.-Acta Geol. Hung. 22, 1-4, 419-426.
- GEREI, L.-REMÉNYI, M.-PÉCSI-DONÁTH, É. (1978): Mineralogical analysis of the borehole drilled in 1978 on the loess plateau of Dunakömlőd. - Acta Geo. Hung. 22, 1-4, 501-511.
- PÉCSI-DONÁTH, É.-GEREI, L.-REMÉNYI, M. (1982): Mineralogical investigation of the fossil soils of the Plio-Pleistocene piedmont sediments. - Quaternary studies in Hungary. INQUA Hungarian National Committee. Budapest, 83-93.

Address of author:

Mrs. Pécsi Dr. É. Donáth: Laboratory for Geochemical Research, Hungarian Academy of Sciences. 1112 Budapest, Budaörsi út 43-45. Hungary.

SEDIMENTARY PROCESSES, PERIGLACIAL ACTIVITY
AND STRATIGRAPHY OF THE LOESS AND
FLUVIAL DEPOSITS AT MAASTRICHT-
BELVÉDÈRE (THE NETHERLANDS)

J. Vandenberghe - W. Roebroeks - T. van Kolfschoten
H. Mùcher - T. Meijer

ABSTRACT

The Pleistocene deposits at the Maastricht-Belvédère pit show a progressive transition from a fluvial environment at the base to pure aeolian conditions at the top. Detailed sedimentological analyses permit to estimate the amount of (reworked) aeolian loess and the amount of waterlaid sediments. The lowest fluvial unit has been deposited during the beginning of the Saalian, while the upper fluvial unit was formed during a first warm interval of the Saalian dated at $270 \text{ ka} \pm 20 \text{ ka}$ by the thermoluminescence method. The lower "loamy" unit was deposited during the Middle and Late Saalian, possibly interrupted by a temperate soil formation, and is capped by the Rocourt soil of Eemian age. The lower part of the Weichselian deposits consists of loessic material reworked by overland flow, while the upper part consists of typical loess in situ.

INTRODUCTION

The Maastricht-Belvédère loess- and gravelpit is located NW of the city of Maastricht near the Belgian-Dutch border (Fig. 1). It is situated within the loess belt, some 20 km south of its northern boundary. The pit was carved into the steep cliff between the lower and middle terrace of the river Maas.

From the 1850s onwards the area became locally known for the large amount of fossils found in Quaternary deposits. Recently, the new sections of the Belvédère-pit were investigated within the framework of an

archeological research project (ROEBROEKS, 1984). A summary of the results concerning the depositional processes, periglacial features and environments and stratigraphy has been presented by VANDENBERGHE et al. (1985). These results were supported by sedimentpetrological and micromorphological analyses, study of the mammal paleontological and malacological finds and thermoluminescence dating (VAN KOLFSCHOTEN - ROEBROEKS /eds./, 1985).



Fig. 1: Location map of the Belvédère-pit at Maastricht (Van Kolfschoten-Roebroeks, 1985)

SEDIMENTARY ENVIRONMENT

The lowermost Pleistocene unit, on top of a Tertiary subsoil, is composed of a heterogeneous gravel body with thin sandy or loamy lenses (unit 3, Fig. 2). Troughs with large width-depth ratio alternate with narrow tabular cross-bedded strata of large extent. They are the results of respectively scouring and longitudinal bar development. The sedimentary structures point to deposition by a braided river.

The widely varying energy conditions of the latter river system disappeared afterwards for a more regular regimen. Channel and levee deposits

Table 1: Main grain size characteristics of the lithological and pedological units on top of the terrace gravels

unit	modal value	content (%) sand clay		standard deviation	skewness	Q-value ⁺	U-value ⁺⁺
<i>Upper Silt Loam</i> (7) Holoc. B _{2t}	32 à 45 µm	1-6.5	14-16 21	0,90-1,25	1,20-1,90		
<i>Middle Silt Loam</i> (6)	30 à 35 µm	3-4	16-23	1,25-1,35	0,45-0,85		
<i>Loams</i> B ₁ (5.2.) Rocourt (upper part) B ₂	30 à 35 µm* ± 85 µm**	3-12	24 28-32	1,20-1,65	0,10-1,-	2,44-25,30	1,87-3,47
<i>Loams</i> (5.1) (lower part)	± 35 µm and 85 à 115 µm	15-46	19-38	1,55-1,80	0-0,70	0,96-2,74	1,89-4,75
<i>Terrace sands</i> (4) heavy backswamp clay	> 160, ± 110, ± 85 µm* ± 35, ± 20 µm**	44-90	2-21	0,80-1,70	0,70-2,30	0,17-0,61	1,10-1,84
		10	35				0,67-1,90

*main modal value, **secondary modal value

⁺Q = 32-44 µm/62-88 µm

⁺⁺U = 16-44 µm/2-16 µm

consist of sands with gravel beds which pass laterally into clayey back-swamp deposits. The sedimentary structures point to a meandering river system. A palaeosol at the top of the fluvial unit is characterized by clay illuviation. This palaeosol, revealed by micromorphological investigations, is interpreted as a luvisol (MÜCHER, 1985).

The overlying loamy sedimentary sequence differs considerably from the former by its much finer texture and more massive structure. For reasons of clarity this sequence is discussed from the top downward. The topmost unit (7) is calcareous with a grain size distribution showing a good sorting, a modal value between 30 and 40 μm , a low sand content and a high positive skewness (Table 1). It is interpreted as a typical loess, i.e. a windblown deposit which has not suffered later reworking (MÜCHER, 1973). The underlying unit 6 shows similar grain size properties. It is slightly, but significantly, different by its generally higher clay content and lower skewness and sorting. Besides, unit 6 is finely laminated. From these characteristics it may be concluded that unit 6 is composed of loess material which, in contrast with unit 7, has slightly been reworked by processes of local surficial runoff resulting in mixing with some clayey sediment from (an) underlying soil illuviation horizon(s). In the middle of this unit a hydromorphic soil occurs. It appears as a humic zone underlain by a white-greyish bleached zone in the depressions and as a brown oxidation zone on the higher places.

The transition to the lower unit(s) of the fine loamy complex is formed by a sharp erosional contact. At the top of this unit 1 the clay illuviation horizon of a truncated luvisol (Parabraunerde) appears. Comparison of this soil and the described sedimentary sequence with lithostratigraphic series in the same region allows a correlation with the Rocourt soil (GULLENTOPS, 1954). The upper part of this unit (5.2) shows a homogeneous structure, whereas the lower part is characterised by a subhorizontal layering (Photo 1). Gullies with gravelly lag deposits as well as blocks of reworked loam occur. The grain size distribution shows a clear bimodality, with one peak in the silt fraction, as in units 6 and 7, and another peak in the fine sand fraction. In the upper part the silt fraction distinctly dominates, while in the lower part the sand fraction is approximately equal to the silt fraction. Moreover, unit 5 is obviously different

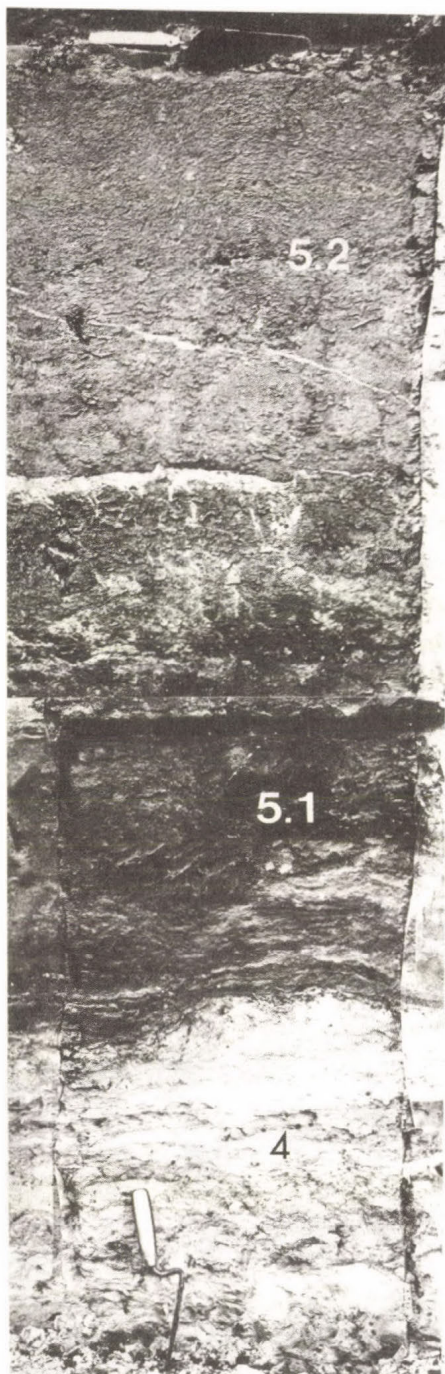


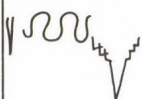
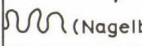



Photo 1: Unit 5 (dark-coloured)
and unit 4 (light-
coloured). At the top of
unit 5 the Rocourt soil
is developed

from loess (7) and slightly reworked loess (6) by the low skewness and the bad sorting (Table 1). On the other hand, unit 5 could be interpreted as a fluvial deposit, more specifically a backswamp sediment. To make the comparison between unit 5 and typical fine fluvial deposits a detailed granulometric analysis has been made. The relative amount of the fraction 32-44 μm , which is the typical loess fraction, is represented in the Q-value (Table 1). This is, as expected, very low for unit 4, higher for unit 5.1 and highest for unit 5.2. On the contrary, backswamp deposits usually contain a considerable amount of sediment settled from suspension. The relative scarcity of fine suspension sediment is estimated by the U-value (Table 1). The high U-values of unit 5 strongly contrast with those of backswamp deposits. The conclusion may thus be drawn that 1/ fluvial activity has played a minor role only in unit 5; 2/ a substantial amount of windblown or locally reworked loess occurs especially in unit 5.2 and 3/ unit 5.1 has been deposited by processes of mass movement and overland flow.

PERIGLACIAL ENVIRONMENT AND STRATIGRAPHY

Because of the Holocene soil at the top and the assumed Eemian age for the Rocourt soil at the top of unit 5, units 6 and 7 are attributed to the Weichselian stage (Table 2). In one level, within unit 7 and one at the top of unit 6 rather shallow involutions are found which are interpreted as cryoturbations. In the nearby outcrop at Nagelbeek at the same lithostratigraphical position as the upper involution level (a) in the Belvédère-pit ice-wedge casts have been observed (MEIJS et al., 1983; VANDENBERGHE, 1985). These point to conditions of continuous permafrost. Deep and narrow frost fissures start from the lower cryoturbation level (b) downward. The latter level is recognized as the Nagelbeek horizon (HAESAERTS et al., 1981) which has been dated previously at about 22,000 BP. Thus the described phase of ice-wedge formation and cryoturbations corresponds to the very cold period recorded frequently between ca. 18,000 and 22,000 BP. As the loess deposition stopped before the Late Glacial the rate of sedimentation of the typical loess (7) can be calculated. In roughly 5,000 years (18-13,000 BP) ca 5 m of loess has been deposited.

Table 2: Stratigraphical sequence of the main units including the sedimentary and geomorphological processes, the periglacial activity and the soil formation

Chronology	Stratigraphy	Units / Soils	Periglacial activity, Sedimentary processes
13.000	HOLOCENE WEICHS. L.G.	soil	
18.000	Late Plen.	7 Nassboden	 AEOLIAN
22.000	WEICHSELIAN Pleniglacial	7 EROSION Nassboden	 (Nagelbeek)
	Middle Plen.	6.4 6.3 EROSION	REWOKED AEOLIAN
61.000	Early Plen.	6.2	
72.000	EARLY WEICHSEL.	EROSION Black soil 6.1 EROSION	
ca 115.000	EEMIAN	Rocourt soil	
ca 130.000		5.2	REWOKED AEOLIAN
	SAALIAN (Middle-Late)	[soil] 5.1 EROSION PP.	FLUVIAL + SLOPE DEP. gelifluxion
250 à 290.000 (TL)	Hoogetveen? "interglacial"	4 soil	FLUVIAL (meandering)
	SAALIAN (Early)	3	 FLUVIAL (braided)
	HOLSTEINIAN		

Within unit 6 regularly developed involutions affect the hydromorphic soil and reach a constant depth of 70-120 cm (Photo 2). They are also interpreted as cryoturbations and, according to their size and wide-spread occurrence, they point to the existence of a former permafrost. Lithostratigraphically this cryoturbation level may be correlated with a zone of large cryoturbations and ice-wedge casts dating from the Weichselian Lower Pleniglacial (VANDENBERGHE, 1985b). It follows that the hydromorphic soil has an Early Weichselian age. The frost cracks formed prior to the soil formation indicate conditions of deep seasonal frost.

Indications of periglacial conditions during the period of the deposition of unit 5 are of various nature. Especially in the later part of the period a considerable amount of loess, though possibly slightly reworked, has been deposited. A deep frost crack has been found at the base of the unit. As the mudflow-traces from unit 5.1 occurred on a frozen subsoil, they are interpreted as gelifluction features formed on poorly vegetated, temporarily frozen grounds. Finally, at the top of subunit 5.1 traces of soil formation are present (MÜCHER, 1985). Their nature and significance are not very clear yet and will be studied further.

Paleontological data from the base of unit 4 point to a temperate climate with continental conditions. From the top of this unit derives a.o. *Emys orbicularis* which indicates that the climate was at least as warm as today and an environment with mainly forests and some grasslands (VAN KOLFSCHOTEN, 1985), which is in accordance with the malacological evidence (MEIJER, 1985). The warm-temperate fauna is associated with primary context remains of human activities, which generated several flint artifact concentrations of Middle Palaeolithic character (ROEBROEKS, 1985). The meandering river course points to calm conditions during this phase of interglacial character. The presence of *Arvicola cantiana/terrestris* shows that unit 4 has been deposited before the ice advance in the Netherlands during the late Saalian (VAN KOLFSCHOTEN, 1985). Also the mollusc fauna indicates pre-Eemian interglacial conditions (MEIJER, 1985). Thermoluminescence datings on 5 burned flints from the archaeological site resulted in an age of $270 \text{ ka} \pm 20 \text{ ka}$ at the 68 % level of confidence (HUXTABLE - AITKEN, 1985). Further dating work is in progress.

Small isolated disturbances with vertically directed pebbles occur with-

in the gravel unit 3. Taking into account the very permeable nature of these gravels frost action is suggested to be the driving mechanism. Besides, in a nearby exposure a series of rather large involutions is found at the top of the corresponding unit. These testify to conditions of permafrost at least on a local scale. The gravel layer contains remnants of *Mammuthus primigenius* and *Coelodonta antiquitatis* which are known to prefer a cold climate and open areas. Such conditions are in accordance with the braided character of the river. The migration of *Coelodonta antiquitatis* to Europe is supposed to have been taken place during the beginning of the Saalian period. Thus it may be concluded that units 3, 4 and 5 were deposited during the Saalian. The warm-temperate interval at the time of the formation of unit 4, might for the time being be correlated with the Hoogeveen-interstadial (ZAGWIJN, 1973) which represents the first temperate interval within the Saalian (VAN KOLFSCHOTEN — ROEBROEKS, 1985). It has to be kept in mind, however, that the pollen association of the Hoogeveen phase at its type locality shows interstadial conditions and not interglacial ones.



Photo 2: Cryoturbated hydromorphic soil in unit 6. Remark the bioturbation pores in the oxydized soil horizon

ACKNOWLEDGEMENTS

Thanks are due to Dr. L. Krook for critical reading of the manuscript. The authors are grateful to Mrs. R. de Vries for typing the text and to Messrs. H. Sion and C. van der Blik for the drawings and photographic work.

REFERENCES

- GULLENTOPS, F. (1954): Contributions à la chronologie du Pléistocène et des formes du relief en Belgique. - Mémoires de l'Institut Géologique de l'Université de Louvain, 18, 125-252.
- HAESAERTS, P.-JUVIGNÉ, E.-KUYL, O.-MÜCHER, H.-ROEBROEKS, W. (1981): Compte rendu de l'excursion du 13 juin 1981 en Hesbaye et au Limbourg Néerlandais, consacré à la chronostratigraphie des loess du Pléistocène Supérieur. - Annales Société Géologique Belgique, 104, 223-240.
- HUXTABLE, J.-AITKEN, M. (1985): Thermoluminescence dating results for the palaeolithic site Maastricht-Belvédère. - Mededelingen Rijks Geologische Dienst, 39, 41-44.
- KOLFSCHOTEN, T. VAN (1985): The Middle Pleistocene (Saalien) and Late Pleistocene (Weichselian) mammal faunas from Maastricht-Belvédère (Southern Limburg, The Netherlands). - Mededelingen Rijks Geologische Dienst, 39, 45-74.
- KOLFSCHOTEN, T. VAN-ROEBROEKS, W. (1985): The Maastricht-Belvédère project: an intermediate synthesis. - Mededelingen Rijks Geologische Dienst, 39, 119-121.
- MEIJER, T. (1985): The pre-Weichselian non-marine molluscan fauna from Maastricht-Belvédère (Southern Limburg, The Netherlands). - Mededelingen Rijks Geologische Dienst, 39, 75-104.
- MEIJS, E.-MÜCHER, H.-OUWERKERK, G.-ROMEIN, A.-STOLTENBERG, H. (1983): Evidence of the presence of the Eltville Tuff Layer in Dutch and Belgian Limburg and the consequences for the loess stratigraphy. - Eiszeitalter und Gegenwart, 33, 59-78.
- MÜCHER, H. (1973): Enkele aspecten van de loess en zijn noordelijke begrenzing, in het bijzonder in Belgisch en Nederlands Limburg en in het daaraan grenzende gebied in Duitsland. KNAG-Geografisch Tijdschrift, 7, 259-276.

- MÜCHER, H. (1985): Micromorphological study of the Terrace Sands (Unit 4) and "Loams" (Unit 5) and their palaeosols in the Belvédère-pit near Maastricht, Southern Limburg, The Netherlands. - Mededelingen Rijks Geologische Dienst, 39, 19-30.
- ROEBROEKS, W. (1984): The middle-palaeolithic site Maastricht-Belvédère (Southern Limburg, The Netherlands). A preliminary report.-Helinium 24, 3-17.
- ROEBROEKS, W. (1985): Archaeological research at the Maastricht-Belvédère pit; a review. - Mededelingen Rijks Geologische Dienst, 39, 109-118.
- VANDENBERGHE, J. (1985a): Solution slots or ice-wedge casts? - Mededelingen Rijks Geologische Dienst, 39, 35-59.
- VANDENBERGHE, J. (1985b): Palaeoenvironment and stratigraphy during the Last Glacial in the Belgian-Dutch border region. - Quaternary Research, 24, 23-38.
- VANDENBERGHE, J.-MÜCHER, H.-ROEBROEKS, W.-GEMKE, D. (1985): Lithostratigraphy and palaeoenvironment of the Pleistocene deposits at Maastricht-Belvédère, Southern Limburg, The Netherlands. - Mededelingen Rijks Geologische Dienst, 39, 7-18.
- ZAGWIJN, W. (1973): Pollenanalytic studies of Holsteinian and Saalian Beds in the Northern Netherlands. - Mededelingen Rijks Geologische Dienst, N.S. 24, 139-156.

Address of authors:

J.Vandenberghe: Institute of Earth Sciences, Free University, De Boelelaan 1085, 1081 HV Amsterdam, The Netherlands

W.Roebroeks: Institute of Prehistory, Leiden University, P.O. Box 9515, 2300 RA Leiden, The Netherlands

T. van Kolfschoten: Institute of Earth Sciences, Utrecht University, Budapestlaan 4, 3508 TA Utrecht, The Netherlands

H.Mücher: Laboratory of Physical Geography and Soil Science, University of Amsterdam, Dapperstraat 115, 1093 BS Amsterdam, The Netherlands

T.Meijer: Geological Survey of The Netherlands, P.O. Box 157, 2000 AD Haarlem, The Netherlands

INTERPRÉTATION DES LOESS ET DES FORMATIONS
LOESSIQUES, PALÉOSOLS ET ARGILES ROUGES
DANS LES RECHERCHES DU LOESS

SYMPOSIUM INTERNATIONAL DU LOESS EN CHINE

M. Pécsi

ABSTRACT

Among the problems tackled in the paper the concept of loess the interpretation of paleosols and the subdivision of profiles, loess and paleosol alternations are to be emphasized.

In the loess series the alternations of loess and paleosol layers are generally interpreted as consequences of cyclic climatic changes. On this the lithostratigraphical subdivisions of loess are based. However, it should not be neglected that loess is easily erodible and, at the same time, in the loess exposures smaller erosion hiatuses are difficult to observe. In borehole sections they are almost imperceptible.

Our experience suggests that older loess almost never gives an uninterrupted sequence. Indeed, there are data to support the assumption - as in the case of superimposed red soils and old loess-like deposits - that a consecutive "paleosol-erosional hiatus" process should be taken into account.

- We are likely to face the danger of oversimplification and vulgarization when we neglect unconformities in the subsertal profiles of more than a dozen alternating loess and paleosol layers.

- It is difficult to imagine that a subaerial loess-paleosol series of 50-100-200 m thickness should be identified reliably, without hiatus, with some deep-sea sediment sequence.

- In the loess profiles, mainly in the case of old loess, also during the interpretation of paleomagnetic data, a special attention should be given to unconformities.

- To the correct chronological subdivisions of exposure profiles with several loess-paleosol cycles, the recent radiometric methods are natural-

ly of great help and on some occasions their application may be of decisive importance. Besides them, however, the traditional geological-geomorphological, litho- and stratigraphical and other methods are also to be applied in the future, too. It is indispensable to typify paleosols and to establish marker paleosol horizons.

INTRODUCTION

Il y a un quart de siècle que dans le domaine de l'INQUA existant depuis 50 ans, les spécialistes qui avaient la vocation à faire des recherches sur les loess se sont réunis à Lublin en 1961 pour tenir leur premier symposium international. C'est alors que dans le cadre de la Commission Stratigraphique de l'INQUA la première organisation internationale de la recherche sur loess a été fondée comme la Sous-commission de la Stratigraphie de Loess dont le fondateur a été J. Fink, spécialiste de réputation mondiale. Cette sous-commission a fonctionné bien activement et a attiré tous les spécialistes de loess de tous les continents et, ainsi elle a pu devenir une commission indépendante.

Au cours de ces 25 ans tous les ans ont été organisées des conférences avec des travaux sur terrain et des séances de commission. Nous avons pu étudier sur place toutes les provinces et les profils typiques de loess du monde entier sauf ceux de l'Amérique du Sud; nous avons acquis l'expérience des recherches sur les loess de l'Europe, d'Amérique du Nord, d'Asie centrale et de Nouvelle-Zélande.

La 25^e année anniversaire a offert un programme riche pour les chercheurs de loess. En août 1985 au cours de la VIII^e Congrès international de Micromorphologie du sol, nous avons organisé une session sur les résultats et sur les méthodes de recherche des paléosols fossilisés dans les loess.

En septembre 1985, sur l'invitation de l'Académie des Sciences de Pologne et du Comité National de Pologne de l'INQUA et à l'occasion du 25^e anniversaire de la fondation de la Commission du Loess, on a organisé un symposium avec excursions sur le terrain à Cracovie et à Lublin pour connaître les résultats des nouvelles recherches sur les loess de Pologne.

Par la suite, à l'occasion de la 1^{ère} Conférence internationale de Géomorphologie à Manchester, les chercheurs de loess ont tenu trois conférences et une réunion de travail.

En octobre 1985, nous avons eu la possibilité de connaître l'expérience immense des chercheurs chinois au cours du Symposium international du loess à Xian et de l'excursion de 5 jours en étudiant les coupes du Plateau de loess. Depuis la séance inaugurale (1961) en Pologne, nous regrettons le manque de la participation des savants chinois dans les travaux de la Commission du Loess. C'est pourquoi nous avons été heureux d'apprendre la nouvelle qu'à l'initiative de M. Liu Tungsheng, président du Comité National de Chine de l'INQUA, la Commission du Loess pouvait organiser cet échange d'expériences au cours d'un symposium sur l'invitation de l'Académie des Sciences de Chine et de l'Institut de Géologie.

LE PROGRAMME DU SYMPOSIUM

Ce symposium avait pour but de provoquer un échange scientifique et technique international. Il s'est composé de deux parties:

Un voyage d'études sur le Plateau de loess, sur l'itinéraire Xian - Louchuan - Yenen - Ansai, aller et retour, entre le 5-9 octobre (Fig. 1). Au cours de cette excursion nous avons fait la connaissance des formes particulières du milieu écologique, de la stratification, de l'utilisation du relief de loess, de la géochimie de loess, des processus d'érosion du sol, de l'utilisation de l'eau et des résultats et des méthodes de recherches servant la protection du sol du Plateau de loess. L'excursion a été dirigée par M. Liu Tungsheng et par ses collaborateurs. M. Cheng Mingyang et ses collaborateurs avaient rédigé le Guide book (1985) d'après le manuscrit de M. Liu Tungsheng et ses collaborateurs. Le volume a été publié à l'occasion du symposium.

Les conférences du symposium ont été tenues à Xian dans le cadre de la réunion plénière et de séances de section de deux groupes. La thématique du symposium ainsi que de toutes les conférences a été publiée à l'avance par le Comité d'organisation accordant le plan de travail de l'INQUA. L'auteur de ces lignes, en tant que président de la Commission du loess, s'était mis d'accord sur place avec les organisateurs chinois un an avant la réunion à Xian pour choisir les coupes à examiner et les

thèmes à débattre. Ceux-ci ont été:

- la stratification et la chronologie du loess,
- le loess et le milieu,
- les caractéristiques et l'utilisation du loess,
- les relations entre le loess et d'autres sédiments quaternaires,
- la méthodologie de la recherche sur loess,
- les questions géomorphologiques et néotectoniques.

Des résumés de 80 conférences ont été envoyés et publiés dans le volume "Proceedings of the International Symposium on Loess Research" (1985). Aux manifestations du Symposium ont participé environs 100 experts de loess (80 chinois et 20 étrangers). A cause des frais élevés de voyage, le nombre des participants étrangers était modéré. Le Comité d'organisation a demandé les textes des conférences aux auteurs et il va les publier.

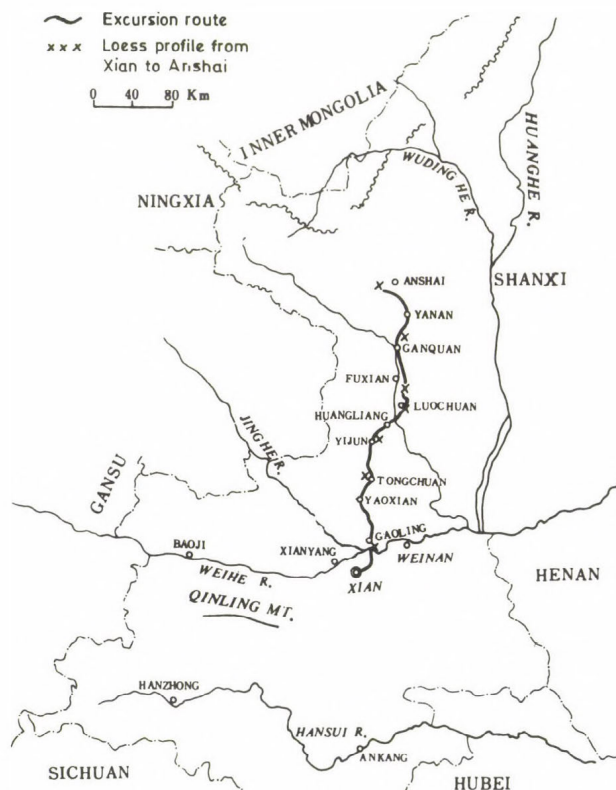


Fig. 1: Itinéraire du voyage d'études de Xian à Anshai (d'après Cheng Mingyang et al. eds. 1985)

QUELQUES COMMENTAIRES SUR LE VOYAGE D'ÉTUDES FAITS SUR LE PLATEAU DE LOESS

Pour commencer le symposium, nous avons fait un voyage d'études de 5 jours sur le Plateau où les chercheurs locaux ont fait connaître plusieurs problèmes scientifiques et pratiques importants^x en faisant preuve de leur compétence et de leur efficacité dans les nouvelles recherches. Les chercheurs étrangers ont gardé une excellente impression de ce qu'ils ont vu et entendu. En étudiant les différentes coupes et au cours de tout le voyage, un vif échange d'expérience s'est dégagé entre les chercheurs de différentes régions loessiques.

Je n'ai ici la possibilité de parler que de quelques expériences et observations importantes qu'il faut considérer lors des futures recherches.

Formes principales du Plateau de Loess

Le socle du Plateau est constitué du massif archaïque Ordos qui s'est effondré et soulevé à plusieurs reprises au Primaire et au Secondaire pendant que des roches sédimentaires terrestres s'y accumulaient. Il s'est formé ainsi un relief tabulaire. La partie méridionale de l'Ordos a été entourée d'un arc montagneux au cours de l'orogénèse au Crétacé supérieur puis elle s'est soulevée différemment par blocs et a été dénudée au Tertiaire. De cette façon, le Plateau central s'est formé dans un bassin soulevé lors du Quaternaire. Il contient environs 44 % des régions couvertes de loess (Fig. 2).

La plus grande partie du Plateau central se situe le long du fleuve Jaune. C'est ici que la couverture de loess est la plus épaisse. Dans les montagnes Luliang et Liupan, partie orientale du Plateau, hautes de 1000-1800 m, le loess est d'une épaisseur de 100-200 m, par contre dans la partie ouest et aux environs de Lanzhou, hauts de plus de 2000 m, il est épais de 200-300 m.

Le relief du Plateau est caractérisé par un réseau dense des ravines

^x - Geomorphological feature of Loess Plateau

- Loess - paleosol sequence and classification and chronology of these
- Fauna, flora and paleoman remains in loess and its ecologic environment
- Grain-size distribution, mineral content and geochemistry of Chinese loess
- Soil and water conservation of the experimental region

profondes, par des vallées atteignant la roche-mère, par des glissements et éboulements sur les versants raides, par des pyramides de suffosion et d'érosion karstique, par des dolines de loess, des ponts de terre et des terrasses de culture.

Les formes superficielles de loess en Chine sont surtout épigéniques dépendant du relief du socle (cuvette, chaîne de montagne, paléovallée), d'autre part du soulèvement récent, de la mesure de l'érosion et de l'utilisation du sol pendant plusieurs milliers d'années. Ceci a engendré la genèse des types de formes particulières. Sur le Plateau les trois types positifs les plus fréquents sont le Yuan, le Liang et le Mao (Fig. 2).

- Le Yuan, forme épigénique, est un secteur de plateau plat et large dont la surface a été irriguée. Il est divisé en interfluves larges par des grandes vallées et par des ravines. Sous le loess, la paléotopographie est constituée de la surface de bassins ou de pentes douces divisées par terrasses de culture anciennes. Les couches loessiques et les paléosols se superposent en général presque horizontalement. L'épaisseur du loess est de 100-250 m (Fig. 3).

- Le Liang est une série des chaînes de loess concaves et longues qui atteignent généralement le rebord montagneux. Le paléorelief, sous le loess épais de 50-100 m, est accidenté (Fig. 4).

- Le Mao est une association des collines de loess de forme arrondie. L'épaisseur du loess y est variée. Le relief du socle est accidenté et caractérisé par des collines avec des terrasses de culture: Le Liang et le Mao se trouvent souvent ensemble. Dans les zones des ruptures de pente des versants des Maos se forment des rigoles qui sont aplanies une fois par an, mais qui creusent progressivement et forment des pentes ravinées.

- Le Taiyuan, large terrasse de loess est à une altitude moins élevée et se situe au sud-est du plateau typique qui est caractérisé par des cônes de déjection et des terrasses fluviales. Les chercheurs chinois pensent que le loess, épais de 10-50 m ou plus, sur les terrasses des grandes vallées (Weihe) est secondaire c'est-à-dire que la substance minérale (sorte de silt) a été accumulée par les crues (YUAN BAOYIN et al., 1985).

- Les bassins intramontagneux couverts de loess, sont des formes fré-

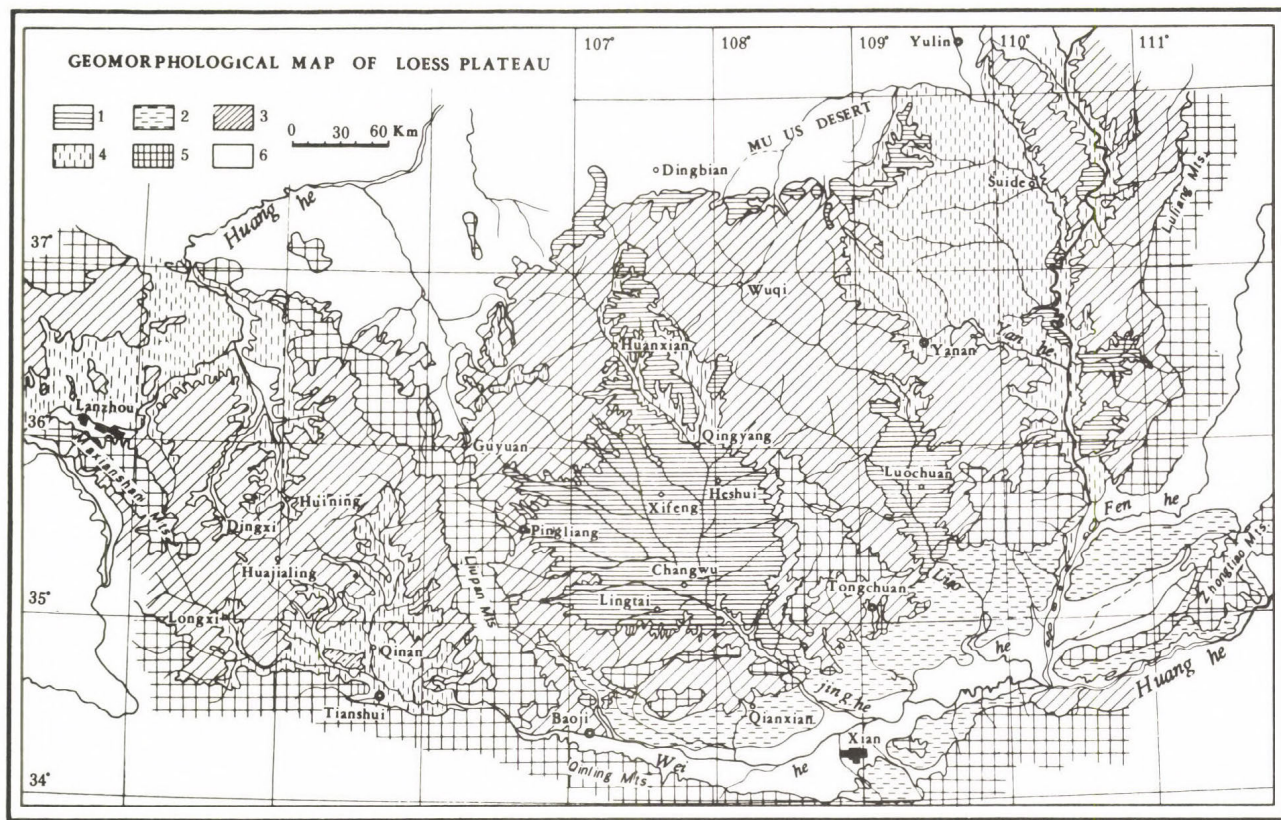


Fig. 2: Traits caractéristiques géomorphologiques du loess en Chine (d'après Zhang, 1980, révisé en partie - d'après Sasajima, S. - Wang Yongyan eds., 1984). 1= Yuan, 2= Taiyuan, 3= Liang, 4= Mao, 5= région montagneuse, 6= vallée de fleuve

quentes à l'Est et à l'Ouest du Plateau.

- Les vallées d'un âge différent et d'une forme différente et surtout les ravines énormes constituent un type de forme caractéristique du Plateau. La densité des ravines atteint 5-6 km per km² dans les bassins-versants (TANG VELI et al., 1985). L'érosion en rigoles est un processus actif sur la surface cultivée de lœss. La superficie globale de ces formes dépasse 50 % des terres cultivées (ZHU XIANMO, 1985).

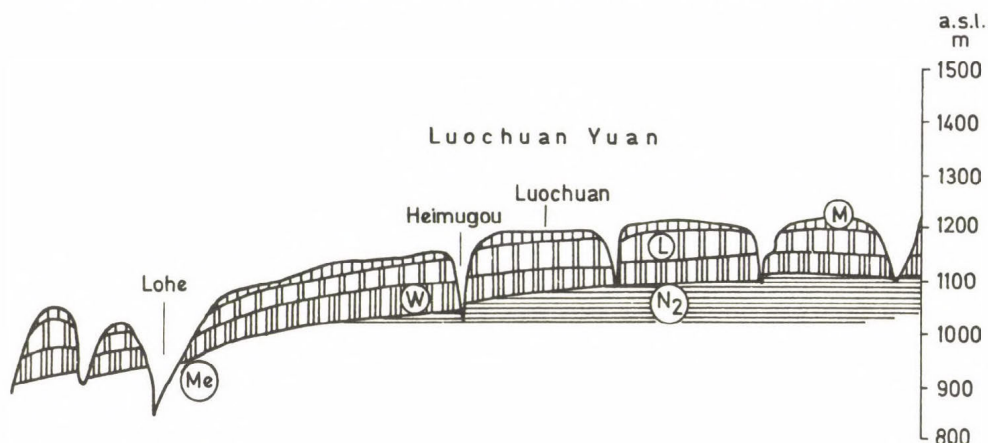


Fig. 3: Plateau de Loess de Chine, relief et esquisse stratigraphique de Yuan

M = Malan loess, L = Lishi loess, N₂ = argile rouge, Me = roche-mère de base secondaire, W = Wucheng loess

Le relief de bassin sous le loess descend en pente douce du Nord au Sud. Le long des fleuves les plus grandes des terrasses se sont formées avant et au cours de la loessification. Quelques fleuves se sont encaissés, profondément dans les roches-mères (Anshai, Jenan, Lohe etc.). Cependant, il y a de nombreuses ravines semblables dans lesquelles des terrasses d'érosion récentes se sont formées.

Donc le Plateau de Loess est caractérisé par une forte dissection érosive. La formation des vallées encaissées de 100-200 m et des ravines se percutant comme des canyons est due particulièrement au soulèvement néotectonique du Plateau, à la qualité lithologique et à l'éro-

sion spécialement rapide du loess. La progression de l'érosion pourrait être arrêtée en améliorant l'utilisation du sol.

Subdivision stratigraphique du Plateau de Loess

Des différences régionales importantes existent dans la série sédimentaire subaérienne épaisse de la région de loess de Chine et même du Plateau de Loess. D'après certaines écoles, ces différences lithostratigraphiques peuvent être en relation avec les associations des types superficiels du loess (WAND et al., 1984). Sur le Plateau on distingue: 3 régions stratigraphiques qui sont: 1. le yuan; 2. le liangmao, et 3. celui de la vallée. On connaît en outre 2 autres types stratigraphiques: 4. la région stratigraphique des bassins montagneux et 5. celle des plaines de piedmont (Fig. 5).

Les coupes de Louchuan-yuan ont les séries les plus complètes dans la région stratigraphique "Yuan" du Plateau. On date toute la série subaérienne de 2,4 M ans d'après les mesures paléomagnétiques (LIU, 1985), et la coupe représente toutes les époques de Brunhes et de Matuyama (Fig. 6).

Il semble que la formation d'argile rouge dans le sous-sol appartiennent à l'époque de Gauss. Cette interprétation permet de supposer qu'il s'agit d'une série sédimentaire complète (HELLER et al., 1985). Le fait que le tiers inférieur de la coupe, c'est-à-dire que le Wucheng-loess représente une série complète et qu'il appartient à une formation de vrai loess peut être l'objet de discussions. D'après les mesures paléomagnétiques répétées, l'âge d'ensemble du loess Malan et Lishi est de 1,1-1,2 M ans (HELLER-LIU, 1984; SASAJIMA-WAND, 1985).

Le Malan-loess (5-10 m) est le plus récent dans la série épaisse du Plateau et a été situé à l'Holocène et au Pléistocène supérieur (LIU TUNG-SHENG, 1985). Les Lishi-loess (Lishi supérieur 30 m, Lishi inférieur 50 m) a^{été} situé au Pléistocène moyen et le Wucheng-loess (à peu près 100 m) au Pléistocène inférieur. Nous avons eu la possibilité d'étudier les types de loess, de les connaître et de les comparer aux formations d'autres régions au cours de l'excursion. Il est intéressant de signaler que dans le Malan-loess il n'y a qu'un paléosol dans la partie supérieure; il contient

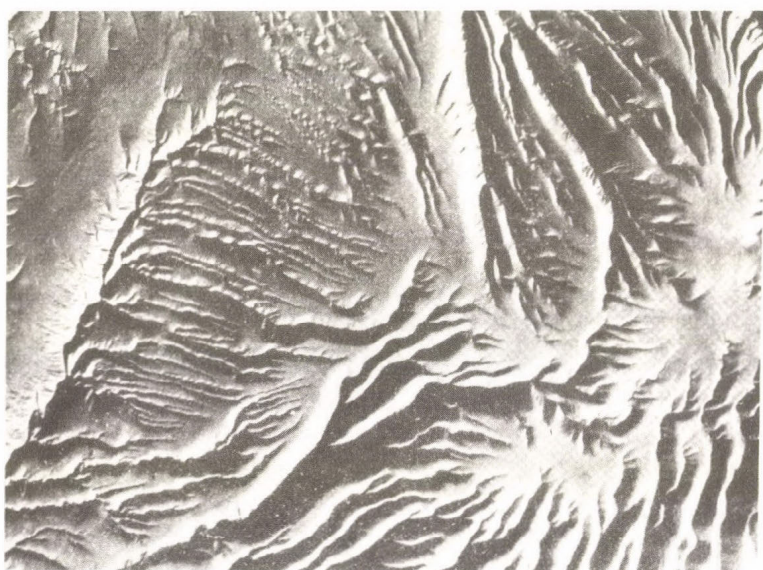


Fig. 4: en haut: forme du relief pareil à Yuan; en bas: forme de transition entre Mao et Liang sur le Plateau de Loess

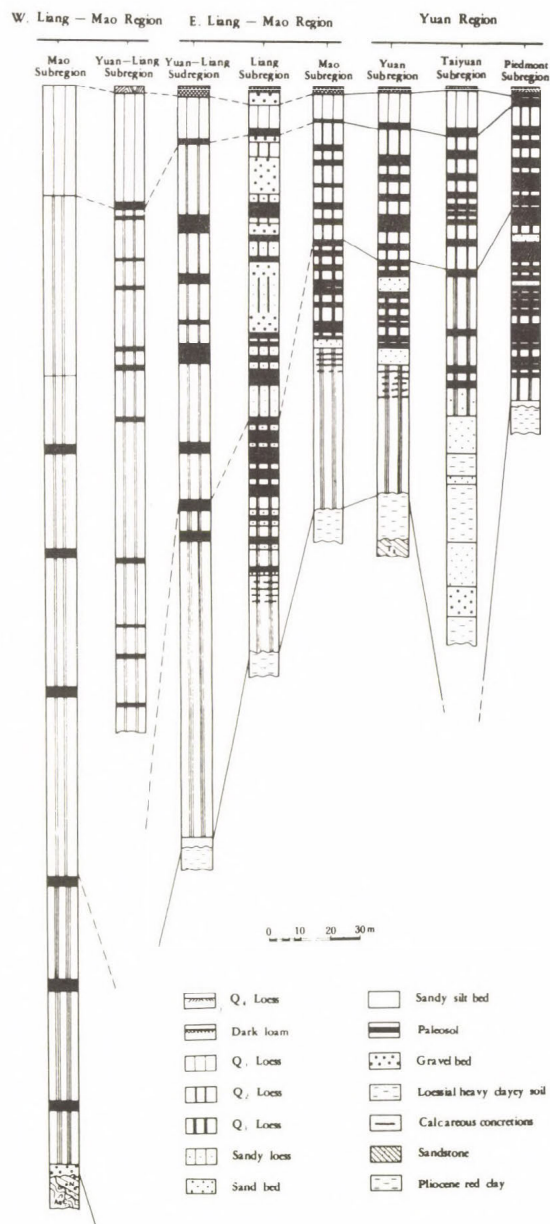


Fig. 5: Corrélation entre les séries de loess de différentes régions stratigraphiques (d'après Sasajima, S.-Wang Yongyan, 1984)

une culture de pot peint (6000-7000 ans B.P.) On reconnaît 14 paléosols surtout de type cinnamon (S_1-S_{14}) et 14 couches loessiques (L_2-L_{15}) dans le Lishi-loess (Fig. 6).

Le Malan-loess (L_1) est daté de 0,1 M ans; à l'intérieur de ce complexe, l'âge du paléosol S_5 est de 0,5 M ans suivant les mesures TL. La limite Brunhes-Matuyama (0,73 MA) est situé dans la couche L_8 (HELLER-LIU, 1984). C'est ici qu'on trace la limite entre les loess d'âge pléistocène moyen et inférieur.

Les couches L_9 et L_{15} sont fortement sableuses et aquifères. La Wucheng série est séparée du Lishi-loess par "le deuxième loess sableux" (L_{15}) (CHENG MINGYANG et al.,/ed./ 1985).

La Wucheng série est subdivisée schématiquement aujourd'hui en trois groupes de sol polygénétique enterré (WS_1-WS_3) et en trois couches loessiques polygénétiques ($W_{L_1} - W_{L_3}$) (LIU, 1985).

Quelques questions se rapportant à la chronologie du loess discutées au cours du voyage d'études

Pour plusieurs spécialistes de loess d'Europe centrale, la finesse de la couche loessique appartenant au Malan-loess a posé un problème par comparaison aux loess récents d'Europe puisque dans le Bassin des Carpathes l'épaisseur du loess de la dernière glaciation est de 20-25 m et le loess est subdivisé par 4-5 paléosols (PÉCSI, 1966; 1982).

Les observations recueillies sur place dans les coupes de loess présentées aux environs de Luochuan et Asahi ont fait l'objet de discussions. P. ex. le Lishi-loess supérieur (L_2-L_3) ressemble mieux de point de vue lithologique au Malan-loess jaune pâle qu'au Lishi-loess inférieur de couleur rose pâle et à la série des paléosols. Les couches loessiques L_1-L_3 en ce qui concerne leur caractère lithologique peuvent être l'analogue des loess récents d'Europe.

En même temps, le Wucheng-loess diffère du vrai loess lithologiquement et cette observation donne lieu à des discussions. Il est constitué d'un complexe répété plusieurs fois dans des paléosols rougeâtres entre lesquels des couches à concrétions et limoneuses et des couches silteuses rougeâtres s'intercalent (Fig. 7).

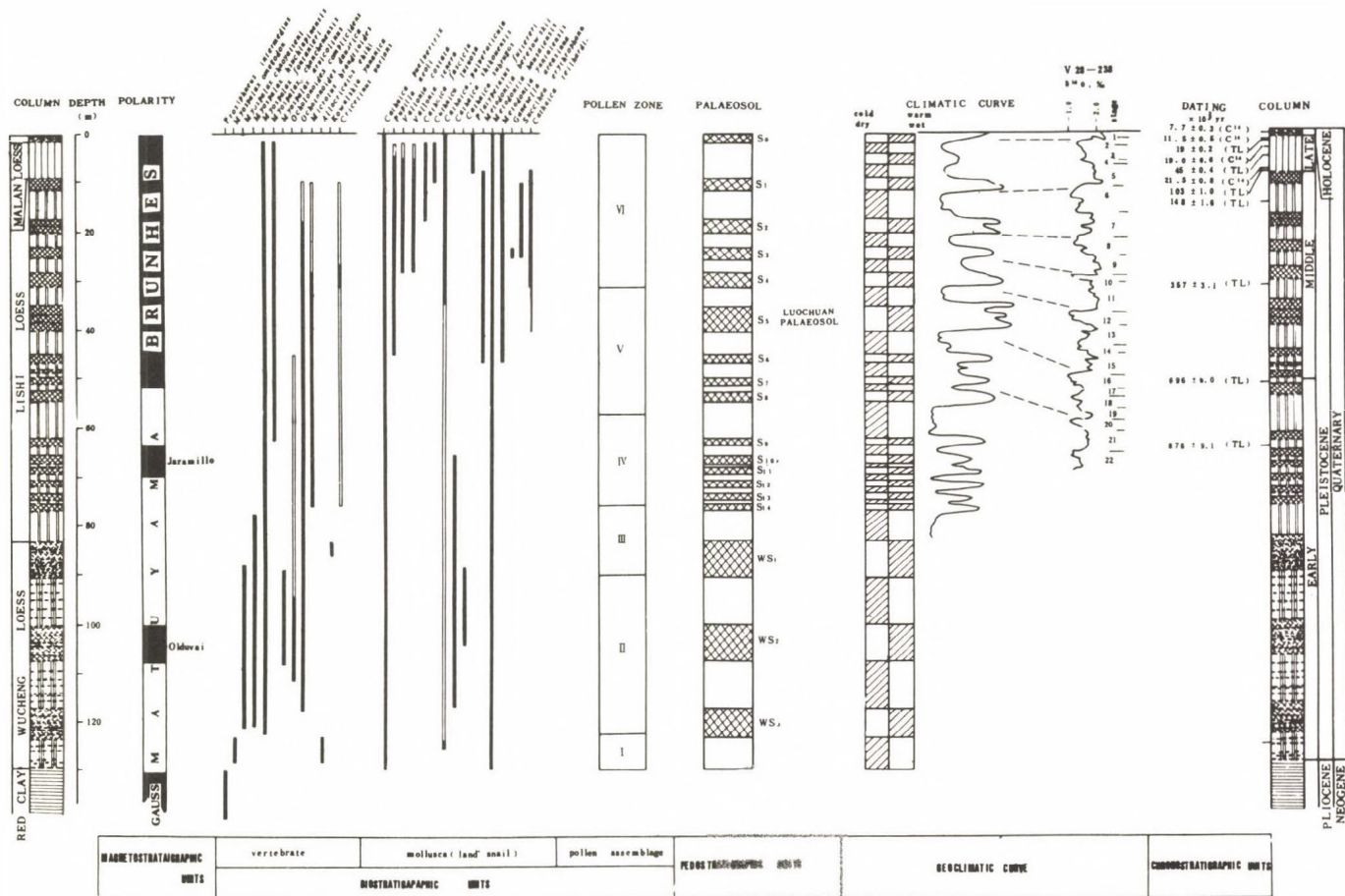


Fig. 6: Résumé des études stratigraphiques de la Luochuan section (d'après Cheng Mingyang et al. eds., 1985)

Les séries Wucheng semblent constituer une formation de silts subsérienne des paléosols qui témoignent d'alternances de conditions plus chaudes humides et arides par rapport aux conditions sous lesquelles le vrai loess se forme.

Il paraît être utile de faire la distinction entre le Wucheng-loess et la vrai loess. Il s'agit d'une formation subaérienne de transition entre l'argile rouge et de vrai loess.

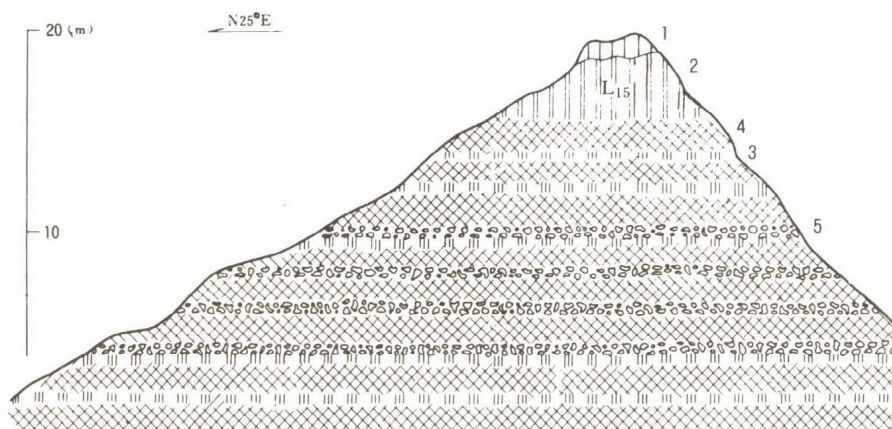


Fig. 7. Wucheng-séries à la pierre millière 164 de Xian à Baotou

1 = Malan loess, 2 = Lishi loess, 3 = Wucheng loess, 4 = paléo-sol ocre rougeâtre, 5 = horizon à poupées

Le Tashkent-loess (Asie centrale, Ouzbégistan) semble être similaire au Wucheng-loess, sous lequel se trouve une couche loessique épaisse, de couleur rose et brune rougeâtre, d'origine subaérienne, nommée "loess caillouteux" (MAVLYANOV, 1985). Au Tadjukistan, les complexes de sol bruns rougeâtres, les silts rougeâtres et sols limoneux superposés l'un sur l'autre ont une épaisseur remarquable (DODONOV, 1984; LAZARENKO, et al., 1977).

Une série de sols rouges limoneux subaériens dans le Bassin du Danube, en Hongrie est semblable à celle décrite ci-dessus; elle porte le nom de "formation de Dunaföldvár" (PÉCSI, 1975, 1985).

La formation constituée de ces couches ne peut pas être classée parmi les roches fortement ébouleuse de point de vue de la géologie d'ingénieur. De cette façon, même en Chine le loess ancien diffère du loess récent (DAI YINGSHENG, 1985).

La question est de savoir quels sont les critères suivant lesquels on peut classer le Wucheng-loess dans la famille des loess ou des formations loessiques. Répondre à cette question d'après un point de vue lithologique, de mécanique du sol et de génétique du loess, ne serait pas une simplification pratique mais plutôt illusoire.

L'hypothèse de la série sédimentaire pléistocène complète de l'époque Gauss du Plateau est aussi discutable.

Au cours du voyage d'études, nous avons discuté sur le rôle chronologique des terrasses fluviatiles du Plateau et de la paléotopographie des terrasses enterrées pour dater la série de loess-paléosol. Les terrasses fluviatiles ont été observées (vallée du Yanhe, environs de Yanan et Anshai) non seulement sur les Maos mais aussi sur les types de relief comme Yuan et Tayuan. Au dessus du talweg des fleuves récents il y a au moins 4-5 terrasses de roche sur lesquelles sont superposés successivement le loess; là, nous pouvions voir du sable fluviatile, du limon, du sol rouge remanié ou du silt de couleur rose dans une épaisseur remarquable.

La présence du système des terrasses sur le Plateau a attiré notre attention sur l'érosion et sur l'accumulation fluviatile renforcée cycliquement, sur la situation géomorphologique et sur l'interprétation plus détaillée du principe Catena. Il semble que selon les chercheurs chinois dirigeants le voyage d'études, l'activité des fleuves joue un rôle moins importants quant à l'interprétation de la genèse et de la chronologie des formations fluviatiles des paléosols et du loess.

Succession des paléosols dans le loess et les hiatus sédimentaires

La succession du loess et des paléosols est interprétée comme les conséquences des alternances climatiques cycliques. C'est le point de départ de la subdivision lithostratigraphique du loess. Il ne faut pas oublier que le loess se dénude vite et aussi que les hiatus d'érosion ne sont pas observables facilement, surtout dans les sondages.

D'après nos expériences dans les couches des loess anciens il y a tou-

jours des hiatus. En plus il faut supposer d'après les données - p.ex. dans le cas des sols rougeâtres doit exister une succession à "paléosol-hiatus d'érosion".

- C'est une simplification et une vulgarisation du problème si dans les coupes subaériennes constituées d'une succession de loess-paléosols on ne tient pas compte des hiatus.

- On ne peut guère s'imaginer que sur le Plateau haut de 1000-2000 m, une seule coupe serait parallélisable sans hiatus avec une série sédimentaire abyssale. C'est pourquoi il faut accorder une attention particulière aux hiatus se trouvant dans les coupes de loess ancien au cours de l'interprétation des données paléomagnétiques.

Chronologie de loess et paléosols caractéristiques

Quant à la division chronostratigraphique des coupes de loess suivent la pratique de la Commission du Loess lors des 20 années passées, il est devenu une règle de rechercher les types génétiques des paléosols c'est-à-dire de reconstruire les besoins écologiques de leur genèse. En Europe centrale ce sont seulement les sols bruns forestiers qui sont considérés comme des formations interglaciaires. On suppose que les sols embryonnaires et les sols steppiques des coupes de loess se sont formés sous les périodes humides de la glaciation et lors d'interstadières.

- De nos jours, en fonction de nos expériences nous savons déjà que c'est une constatation simplifiée de dire qu'il existe autant de sols bruns forestiers ou paléosols steppiques dans les coupes de loess, qu'il y a eu des interglaciaires et stades passés. Ce schéma n'est pas applicable en Europe non plus parce que dans les loess récents, aux environs immédiats des inlandis moins de sols fossilisés se sont formés que dans les régions lointaines de la zone périglaciaire. Pareillement les coupes des régions de loess "plus humides" sont moins divisées que celles des régions plus sèches.

De cette façon, à cause des différences écologiques, p.ex. depuis du dernier interglaciaire, le nombre des paléosols dans les coupes de loess qui se sont formés au cours de la même période climatique peut différer dans la même région ou sur le même continent. Cette expérience a imposé la détermination exacte des stratotypes des paléosols pour pouvoir les as-

similer mieux (p.ex. le 3^e complexe de sol du paléosol S₅ sur le Plateau de Loess). Faute d'analyses des hiatus et des stratotypes des sols enterrés, on ne peut avoir que les informations approximatives sur la possibilité de classer la coupe de point de vue chronostratigraphique.

- Le rôle des couches à poupées dans les anciens n'est pas encore évident par rapport à la division lithostratigraphique. On suppose que ces couches à poupées se sont formés dans le niveau B/C et C/Ca d'un sol ancien, mais le profil a été tellement dégradé que ce n'est que sa couche à concrétions carbonatées qui témoigne de son existence. Suivant cette théorie la pédogenèse a été aussi épaisse que la couche érodée et le nombre des couches à poupées.

D'autres disent que les concrétions ont été déposées irrégulièrement et brisées.

De toute façon, il faut remarquer et tirer la conséquence que lors de la genèse de la formation ancienne on doit compter non seulement avec les sections habituelles loess-paléosol mais aussi avec les processus pédogénétiques répétés cycliquement - érosion du sol - enrichissement ou accumulation des poupées.

- Le rôle chronologique des couches sableuses intercalées dans les loess anciens est jugé différemment. Certains disent que s'il s'agit du sable éolien, son accumulation est due à une glaciation. Par contre ceux qui disent que c'est un sable fluviatile le lient aux interglaciaires.

- En ce qui concerne la division chronologique du loess, on interprète d'une façon différente le nombre des glaciations et des interglaciaires et la durée de leurs sous-cycles. Ainsi la division du loess ancien et du paléosol dans une chronologie du Pléistocène pas du tout conventionnelle pourrait donner des résultats simplifiés et différents. Pour faire les corrections, il faut pratiquer plusieurs autres méthodes en même temps.

- Bien sûr les nouvelles méthodes radiométriques contribuent à la division chronologique des coupes représentant plusieurs cycles. Leur application pourrait être décisive dans certain cas.

Les analyses paléomagnétiques aident à dater les couches du loess ancien. Certains chercheurs et représentants d'une école scientifique expriment leurs doutes concernant les analyses TL. Ils acceptent les résultat comme réels remontant jusqu' à 100-150 000 ans (LU YANCHOU et al, 1985; WINTLE, A. 1985).

A part ça on ne peut pas négliger l'application des méthodes géologiques-géomorphologiques, litho- et biostratigraphiques dites conventionnelles. Il est indispensable de préciser les types des sols enterrés et de déterminer les niveaux directeurs, c'est-à-dire les sols nommés "markers". Il faut que'on trouve dans les coupes du Plateau quelques complexes de paléosols qui pourront être des niveaux directeurs dans le Wucheng-loess et Lishi-loess plus âgés que la limite Brunhes-Matuyama.

DE LA MÉTHODE DE L'ACCUMULATION, DE LA MATIÈRE POREUSE DU LOESS ET DE LA LOESSIFICATION

En Chine, la recherche sur loess s'est intensifiée au niveau de la théorie et même de la pratique au cours de la dernière décennie. Des écoles représentant différentes tendances se sont formées. Parmi elles l'école de Liu dirigeant le symposium, représente la tendance stratigraphique géologique traditionnelle au sens large qui croit primaire l'origine éolienne dans la genèse des formations du Plateau de Loess. L'école de Wang accepte le même point de vue. Suivant les idées de l'école de Zhang, tendance de géologie d'ingénieur, le vent n'a joué un rôle dominant que dans le transport de la matière du Malan-loess au Pleistocène supérieur. La région des Yuans du Plateau était dans une situation de bassin tellement profonde que l'agent de transport principal des matériaux minéraux du loess a dû être l'eau fluviale. Cette école pense que le processus de la loessification se déroulant dans un milieu aride ou semiaride est le phénomène le plus important qui a suivi le transport et l'accumulation du silt et de la matière poreuse.

La plupart des chercheurs chinois représentant plusieurs tendances sont d'accord sur le point que les crues des eaux fluviales ont accumulé la matière des terrasses de loess et des formations loessiques étendues sur les talwegs larges et sur les terrasses plates, surfaces de Tayuan de la Plaine de Chine. Sans doute, les théories concernant le Plateau sont différentes, mais la théorie éolienne domine parmi elles.

Pendant mes deux courts voyages d'études en Chine, j'ai eu l'impression que la quantité des dépôts proluviens et de limon est grande entre les couches de la Wucheng- et Lishi-séries vu leur microstratifi-

fication, leur position horizontale et la série argilo-limono-sableuse (formation rouge et rose se trouvant sur les terrasses à différentes altitudes, présentant la même microstratification et exploitée dans la zone des crues aux environs de Yanan).

Le loess n'est pas simplement de la poussière accumulée

Malheureusement l'interprétation de la notion et de la genèse du loess est menacée spécialement au niveau de la vulgarisation.

Le loess typique est caractérisé par une granulométrie de silt (0,02-0,05 mm Ø). Au cours de la diagenèse les grains sont cimentés de carbonate de calcium et sont transformés en sédiment clastique jaune pâle. Les types zonaux et locaux du loess ne se diffèrent pas facilement. Dans la littérature les faciès semblables au loess sont interprétés différemment.

Cependant le loess possède de tels traits caractéristiques particuliers qui le diffèrent des autres sédiments. Les principaux critères du loess sont:

- 1 - granulométrie de silt dominante;
- 2 - la proportion de quartz est de 50-70 %;
- 3 - la proportion de carbonate de calcium carbonique est de 5-30 %.
- 4 - sa couleur est jaune pâle;
- 5 - il a une grande porosité (45-50 %);
- 6 - il est non stratifié, entre les couches loessiques plusieurs sols enterrés sont intercalés;
- 7 - il est solide en état sec;
- 8 - il est bouillant en état mouillé;
- 9 - il contient des fossiles végétaux et animaux;
- 10- il couvre les différentes formes morphologiques.

Le matière minéral du loess vient de l'altération des roches qui sont transportées et accumulées. Puis le matière déjà accumulé se métamorphose et se forme en loess mais seulement dans des conditions écologiques convenables.

- la transportation et surtout l'accumulation finale est faite non seulement le vent mais aussi par d'autres processus.

- le sols, les lehms rouges et les argiles rouges enterrés dans le loess ne sont pas de roches loessiques. Ils se sont transformés en sol et en lehm simultanément avec l'accumulation du silt (aleurite); les conditions écologiques étaient défavorables pour la loessification. La plupart n'était jamais loess, donc la roche loess veut dire non seulement un composant de silt de dépôt éolien.

De vrais spécialistes parlent et écrivent inexactement sur l'accumulation du loess, ils savent cependant que le loess, en tant que roche, doit répondre au moins à 8-10 critères.

La poussière transportée et déposée par le vent ne peut pas être nommée loess. Il se métamorphose en une formation loessique particulière par diagenèse seulement en temps utile et dans une zone géographique c'est-à-dire dans des circonstances données. Dire que le loess est d'origine éolienne, est une formulation bien simplifiée puisqu'il s'agit de poussière éolienne métamorphosée.

Mais on sait aussi que la poussière tombante ne se métamorphose pas en loess dans toutes les zones géographiques mais dans une zone périglaciaire, ou péri-désertique dans des conditions semi-arides, de steppe forestière ou de steppe herbeuse. La loessification s'accomplit seulement là où le rythme ne dépasse pas la vitesse de l'érosion ou du processus biogène, la poussière se métamorphose en limon ou argile selon l'importance de la précipitation et de l'altération. C'est une partie de la poussière tombante, transportée par le vent, qui s'affermi seulement et se métamorphose en loess in situ dans une zone géographique à la loessification. La poussière qui n'a pas encore subi la diagenèse peut être transportée de nouveau par les crues de fonte des neiges ou par les eaux des précipitations et remaniée plusieurs fois avant la loessification. Mais le loess peut être détruit et sa matière peut être aussi remaniée et accumulée et elle peut se métamorphoser encore une fois en loess dans des conditions convenables.

Nous ne pouvons pas encore bien démontrer que l'une de couches loessiques est primaire, secondaire ou remaniée. La substance minérale du loess primaire provient de la poussière accumulée par le vent. Dans beaucoup de cas le loess secondaire ne diffère pas du loess typique, de plus ne sont pas rares les séries dans lesquelles des fractions poreuses accumulées par différents processus se sont métamorphosées par couches.

Récemment on pense que la formation des alternances loessiques sont dues plus aux conditions (litho)écologiques qu'à la façon dont s'est portée l'accumulation primaire de la substance minérale du loess. Donc c'est l'effet du milieu qui est déterminant.

Sols enterrés dans le loess

L'interprétation est aussi imprécise si on prend comme sols enterrés tous les loess limoneux. Les sols fossilisés se sont formés sous une période climatique plus humide par rapport aux conditions de la loessification simultanément avec une accumulation plus lente de la poussière. Ces types de sol (sols embryonnaire accumulation humique) peuvent se former dans des conditions périglaciaires plus humides.

Dans quelques coupes de loess, surtout dans leur partie inférieure, les sols fossilisés sont superposés directement, quasi sans aucun horizon intercalé. On peut démontrer que la poussière accumulée quel que soit le processus ne s'est jamais métamorphosée en loess, mais que sous l'action des conditions paléogéographiques des sols génétiques ou des roches limoneuses loessoïdes se sont formées.

Les formations subaériennes ayant une matière de base plus ou moins poreuse ne sont pas des loess dans tous les cas, éventuellement même pas des formations loessoïdes (p.ex. sol rouge, silt à gley gris, limon brun etc.).

REMERCIEMENT

A cet occasion, j'ai l'honneur de remercier, au nom de la Commission du Loess de l'INQUA, l'Académie des Sciences de Chine, son département à Xian, l'Institut de Géologie, la direction de la province Shansi, les collègues et les collaborateurs chinois pour leur collaboration enthousiaste et précautionneuse qui a permis le succès de cette manifestation. Nous avons encore le devoir de faire le bilan des résultats, des échanges d'idées et des expériences. Je pense quand même d'après ce que nous avons vu et suivant les discussions scientifiques que cette manifestation marque même d'une pierre milliaire de l'avenir de la recherche sur les loess.

REFERENCES

- CHENG MINGYANG-HAN JIAMO-WU ZIRONG(eds.)(1985): International Symposium on Loess Research. Guidebook for excursions from Xian to Ansai, Loess Plateaus, Leader of the excursion: LIU Tungsheng. CHIQUA, Xian, China. 33 p.
- DAI YINGSHEN (1985): On the engineering geological characteristics and soil erosion in the middle reaches of the Huanghe River. - In: Proceedings of the International Symposium on Loess Research, October, 1985. (Abstracts) Loess and Quater. Geol., Acad. Sin. - INQUA Comm. on Loess. Xian, P.R.C. 55 p.
- DODONOV, A.E. (1984): Stratigraphy and correlation of Upper Pliocene-Quaternary deposits of Central Asia. - In: Lithology and Stratigraphy of loess and paleosols. Geogr. Res. Inst. Hung. Acad. Sci., Budapest, 201-211. (Theory-Methodology-Practice, 30).
- HELLER, F.-LIU TUNGSHENG (1984): Magnetism of Chinese loess deposits. - Geophys. I.R. astr. Soc. 77, 125-141.
- HELLER, F.-WANG J.-LI H.-LIU TUNGSHENG (1985): Magnetizations and sedimentation history of loess in the Central Loess Plateau in China. - In: Proceeding of the International Symposium on Loess Research, October, 1985. (Abstracts) China Quaternary Research Ass. - Inst. Geol. Xian Branch-Xian Labor. Loess and Quater. Geol., Acad. Sin. - INQUA Comm. on Loess. Xian, P.R.C. 19 p.
- LAZARENKO, A.A.-PAKHOMOV, M.M.-PENKOV, A.V.-SHELKOPLYAS, V.N.-GITERMAN, R.E.-MININA, E.A.-RANOV, V.A. (1977): O vozmozhnosti klimato-stratigraficheskogo raschleneniya formatsil Srednei Azii. (On the possibility of climatic-stratigraphic differentiation of loess formation of Central Asia.) - In: Late Cenozoic of North Eurasia. I. Mzd. Geol. Inst. AN SSSR, Moscow, 70-82.
- LIU TUNGSHENG et al. (1985): Loess and the Environment. - China Ocean Press, Beijing. 251 p.
- LU YANCHOU-PRESCOTT, J.R.-ROBERTSON, G.B.-HUTTON, J.T. (1985): Thermoluminescence dating of the Malan loess in Zhaitang section near Beijing. - In: Proceedings of the International Symposium on Loess Research, October, 1985 (Abstracts) China Quaternary Research Ass. - Inst. Geol., Xian Branch-Xian Labor. Loess and Quater. Geol., Acad. Sin. - INQUA Comm. on Loess. Xian. P.R.C. p. 75.

- MAVLYANOV, G.A. (1985): Genezis, prosadochnost lessovykh porod i metody ikh izucheniya. - Izdatelstvo "Fan" Uzbekskoy SSR, Tashkent. 331 p.
- PÉCSI, M. (1966): Löss und lössartige Sedimente im Karpatenbecken und ihre lithostratigraphische Gliederung. - Petermanns Geographische Mitteilungen, 110, 3-4, 176-189, 241-252.
- PÉCSI, M. (1975): A magyarországi löszszelvények litosztratógráfiai tagolása (Lithostratigraphical subdivision of the loess sequences in Hungary). - Földrajzi Közlemények, 23, 99, 217-230.
- PÉCSI, M. (1982): The most typical loess profiles in Hungary. - In: Quaternary studies in Hungary. Ed. by M. Pécsi. Geogr. Res. Inst. Hung. Acad. Sci., Budapest. 145-169.
- PÉCSI, M. (1985): Chronostratigraphy of Hungarian loesses and the underlying subaerial formation. - In: Loess and the Quaternary. Ed. by M. Pécsi. - Akadémiai Kiadó, Budapest. 33-49. (Studies in Geography in Hungary).
- Proceedings of the International Symposium on Loess Research, October, 1985. (Abstracts) China Quaternary Research Association - Institute of Geology, Xian Branch - Xian Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Academia Sinica - INQUA Commission on Loess. Xian, P.R.C. 103 p.
- SASAJIMA, S.-WANG YONGYAN (eds.) (1984): The recent research of loess in China. Stratigraphy, magnetostatigraphy, chronology, pedology, paleontology and paleoclimatology. - Kyoto Univ. and Northwest Univ., Kyoto. 242 p.
- TANG KLEI-XI DAOQING-ZHANG PINGCANG (1985): The main types of soil erosion related to the distribution characteristics of loess - a representative basin of Xingzihe River. - In: Proceedings of the International Symposium on Loess Research, October, 1985. (Abstracts) China Quater. Geol. Acad. Sin. - INQUA Comm. on Loess, Xian, P.R.C. p. 81.
- TENG ZHIHONG (1985): An analysis of genetic combination on the relations between main geomorphic features and basal paleotopography in the loess area of China. - In: Proceedings of the Symposium on Loess Research, October, 1985. (Abstracts) China Quater. Res. Ass. - Inst. Geol., Xian Branch-Xian Labor. Loess and Quater. Geol. Acad. Sin. - INQUA Comm. on Loess, Xian, P.R.C. p. 82.
- WANG YONGYAN-SASAJIMA, S.-TENG ZHIHONG-LEI XIANGYI-SUN WEI (1984): Loess in China and its stratigraphic sequence. - In: The recent research of

- loess in China. Eds.: Sasajima, S.-Wang Yongyan. - Kyoto Univ. and Northwest Univ. Kyoto, 1-31.
- WINTLE, G.A. (1985): Stability of TL signal in fine grains from loess. - Nucl. Tracks. 10.
- YUAN BAO-YIN-YIN QIANG-BATEER-CUI YIUXU (1985): : The relationship between gully development and climatic changes in Loess Yuan - an example for Luochuan. - In: Proceedings of the International Symposium on Loess Research, October, 1985. (Abstracts) China Quater. Res. Ass. - Inst. Geol. Xian Branch - Xian Labor. Loess. and Quater. Geol. Acad. Sin. - INQUA Comm. on Loess. Xian, P.R.C. p. 101.
- ZHU XIAN-MO (1985): The main types of the water erosion and its related soil factor in the Loess Plateau of China. - In: Proceedings of the International Symposium on Loess Research. October, 1985. (Abstracts) China Quater. Geol., Acad. Sin. - INQUA Comm. on Loess. Xian. P.R.C. p. 84.

Adresse de l'auteur:

Prof. M. Pécsi: Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences, 1062 Budapest, Népköztársaság útja 62. - Hungary

CHRONOLOGY OF THE PAKS LOESS EXPOSURES

Gy. Hahn

ABSTRACT

Among the loess sequences of the Carpathian Basin the Paks brickyard exposure is the most completely studied. The profile with a thickness of 50-60 m is situated about 100 km south of Budapest on the southern part of the loess bluff extending cca 3 km long and several boreholes exposed an additional 40 m deep Plio-Pleistocene sequence.

Sequence of the loess section from lithological, pedological, chronological etc. points of view can be subdivided into four units:

The Dunaújváros - Tápiószily loess series is the youngest (12-26 000 years B.P.). This series of typical loess is about 10 m thick and comprises two-three embryonic soil horizons of which charcoal remnants were used for C^{14} dating.

The Mende-Basaharc loess series is dated 26-125 000 years B.P. The lower, 15-25 m thick part of the young loess consists of three loess horizons and four forest steppe and chernozem soils. Among these fossil soils the first and the second from the cover and also the lowermost (Mende Base paleosol) can be bipartite. The lower member of Mende Base is a brown forest soil and its TL age is 100-125 000 years.

The Paks series is dated 125 000-1 000 000 years. This old loess characterized by six compact loess horizons of large $CaCO_3$ concretions, two sand layers and five paleosols. The two lowermost fossil soils (Paks Double) are reddish brown forest soils of Mediterranean type with the Brunhes-Matuyama paleomagnetic boundary in their base. Below 3 m thick sandy silt is deposited in the base of the Paks series age which estimated at 1 million years.

The Dunaföldvár silt and red clay formation is 1-4 million years old. Members of this series are exposed by boreholes; its total thickness amounts to 40 m and the formation comprises six red clay layers with intercalations of sandstone concretions, clay and sandy silt. In the base of this series sediments of the Pannonian inland sea which

were deposited about 5,3 million years ago can be found.

INTRODUCTION

Among the almost fifty major loess profiles the one studied at Paks is considered prominent. The most important results of its analyses are outlined below.

The thickest exposures of the loess sequence of the Carpathian basin are found along the Danube sections south of Budapest, partly in Hungarian and partly in Yugoslavian territory (Fig. 1).



Fig. 1: Important loess exposures in Hungary

The most completely studied among them is the Paks brickyard analyzed as early as the 1920s and 1930s (TOBORFFY, 1925; BULLA, 1933; 1937-1938; BACSÁK, 1955; ÁDÁM-MAROSI-SZILÁRD 1954; KRIVÁN, 1955; STEFANOVITS-KLÉH-SZÜCS, 1954; HORVÁTH, 1954; ŽEBERA, 1955; STEFANOVITS-RÓZSAVÖLGYI, 1962; HAHN, 1969, 1975; PÉCSI, 1965; 1967; 1975; 1979; 1982; 1985). The Paks loess exposure with the adjoining loess bluff between Dunakömlőd and Paks has a length of about 3 km and is situated 105-108 km south of Budapest, in the vicinity of the Hungarian nuclear power-plant. In the area the Danube eroded the margin of the loess plateau of the Mezőföld

into a steep bank during the Holocene. The Pleistocene series can be best studied in the 50-60 m slope of the brickyard, to the north in the exposure near the Paks railway station and at Dunakömlőd. A borehole at the latter locality exposed an additional 40 m deep Plio-Pleistocene sequence. Consequently, in the area of Paks-Dunakömlőd the stratigraphy of a sediment sequence of about 90 m total thickness (50-55 m from exposure and 40 m from borehole) can be described here, based on detailed lithological, pedological, paleontological, paleomagnetic and thermoluminescence analyses.

THE YOUNG LOESS SERIES

According to literature, the sequence of the loess profiles in the area of Paks are divided into four chronological units:

The Dunaujváros-Tápiósüly loess series is the youngest, 8-10 m deep series of the Paks exposure. It comprises stratified and non-stratified loose, porous, light yellow typical loess and its sandy varieties. Among the loess horizons two pale embryonic soils or humus horizons are generally intercalated and partly represent fills of derasion valleys (dells).

In the upper humus horizon charcoal remnants are characteristic and occur in several loess exposures in Hungary; they were used for dating. The stratotype was identified at Tápiósüly. The first humus layer was dated 16 500-18 000 years.

The second humus horizon of the Paks exposure lies at 2-5 m depth from the surface. Its TL age is $21\,700 \pm 2\,600$ years. Its stratotype was described at Dunaujváros. Radiocarbon data suggest 20 000-22 000 years for this second humus horizon on the basis of analyses of several loess exposures in Hungary. The regional distribution of the charcoal of this humus horizon with Magdalenien culture finds (at Ságvár, Solymár etc.) indicates the activity of early man, also assuming extended natural forest fires. Beneath this humus horizon, at about 2 m depth loess in the Tápiósüly key section and scattered at Paks horn remnants of *Rangifer tarandus* were abundant as a marker horizon. In the loess above the Mende Upper soil complex of the Dunaujváros-Tápiósüly loess series, skeletons of uppermost part (Dunaujváros-Tápiósüly series) is typical young loess and its sandy varieties are only subdivided by humus horizons of 10 000-26 000 years (Fig. 2).

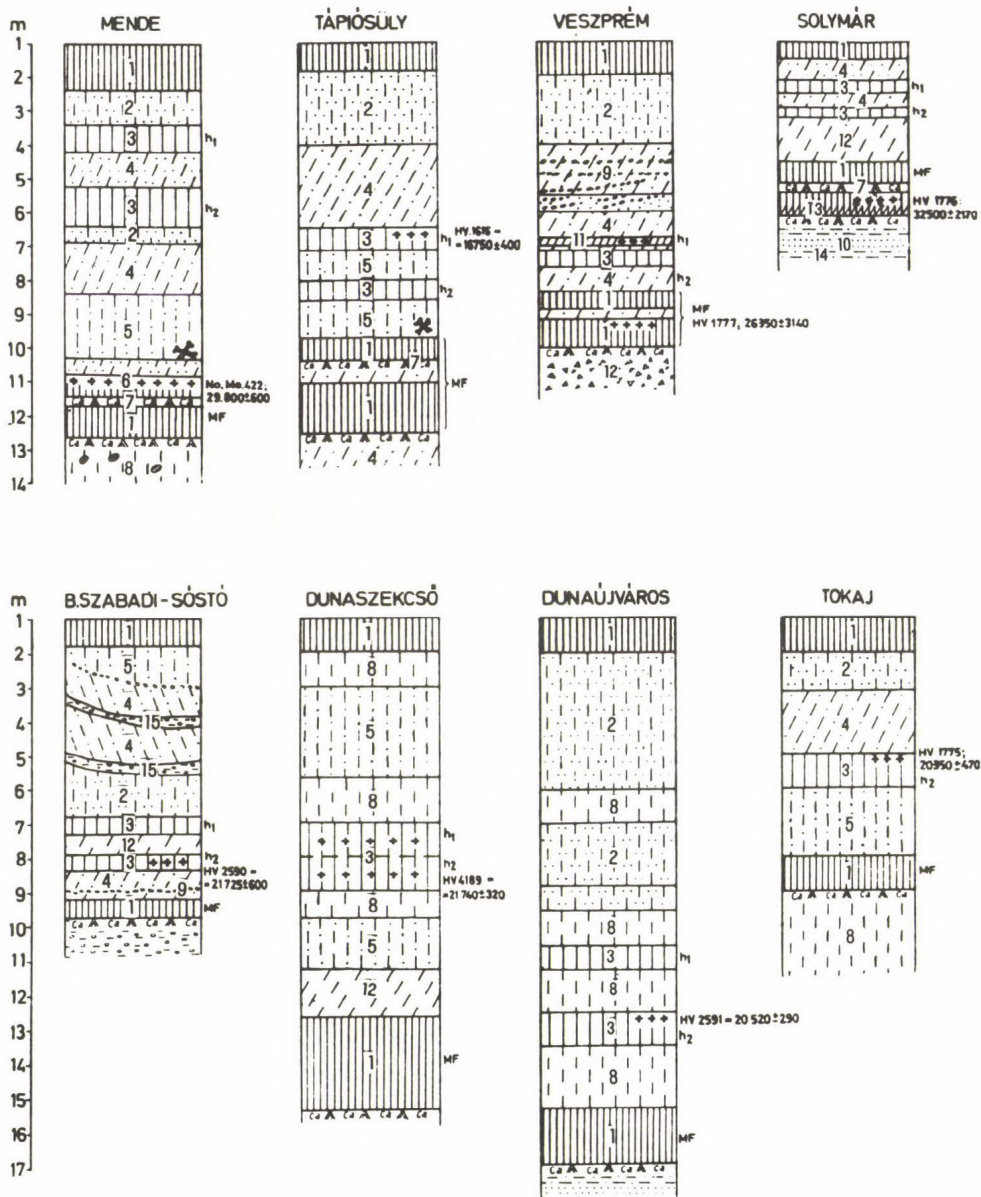


Fig. 2: The most characteristic loess profiles of the "Dunaujváros - Tápiósűly Series" (According to HAHN, 1975)

The Mende-Basaharc loess series comprises four soils and there loess horizons of 15-20 m thickness (Fig. 3). The upper member of the Mende Upper soil complex is pale grey chernozem steppe soil. By the radiocarbon dating of enclosed charcoal remnants it is dated 26 000-29 000 years in the Hungarian exposure. The lower member of the soil complex is locally well developed chernozem, while in other places chernozem-like dark brown forest soil with typical light brown spots of humus deficit. The charcoal debris recovered from the lower part of the soil complex (at Solymár) is dated $32\,500 \pm 2000$ years. Earlier this soil complex was evaluated as the product of the Last Interglacial, during the investigations by prof. PÉCSI and his co-workers, however, it was identified as formed in the youngest interstadial between the Middle and Upper Würm. By TL analyses at Paks its age is $33\,500 \pm 4\,000$ years.

In several exposures a strong erosional unconformity is observed between and below the two member of the Mende Upper soil complex. As a consequence, this important marker horizon may have been partly or totally eroded, at Paks, for instance, the upper member is missing.

Below loess l₃ lies the 3.0 m thick double chernozem soil complex called Basaharc Double. Its age was determined from the thickness of loess between the Mende Upper and the Basaharc Double paleosols, from the cca 0.5-1.0 m per 1000 years accumulation rate of loess, from the 1 m/3000-5000 years of soil formation, depending on soil thickness and from absolute dating of charcoal fragments and was estimated at 37 000-50 000 years. Below this soil complex the thickest horizon (to about 8 m) is settled locally. This is sandy stratified loess and derasional valley fill.

Fig. 2: 1 = steppe-type soil, chernozem; 2 = loessy sand; 3 = weak humus horizon; 4 = loessy slope sand; 5 = sandy loess; 6 = charcoal; 7 = calcium carbonate accumulation; 8 = loess; 9 = pebble string; 10 = fluvial sand; 11 = semipedolite; 12 = dolomitic debris; 13 = forest soil altered by steppe vegetation; 14 = silty sand; 15 = silt with gravel

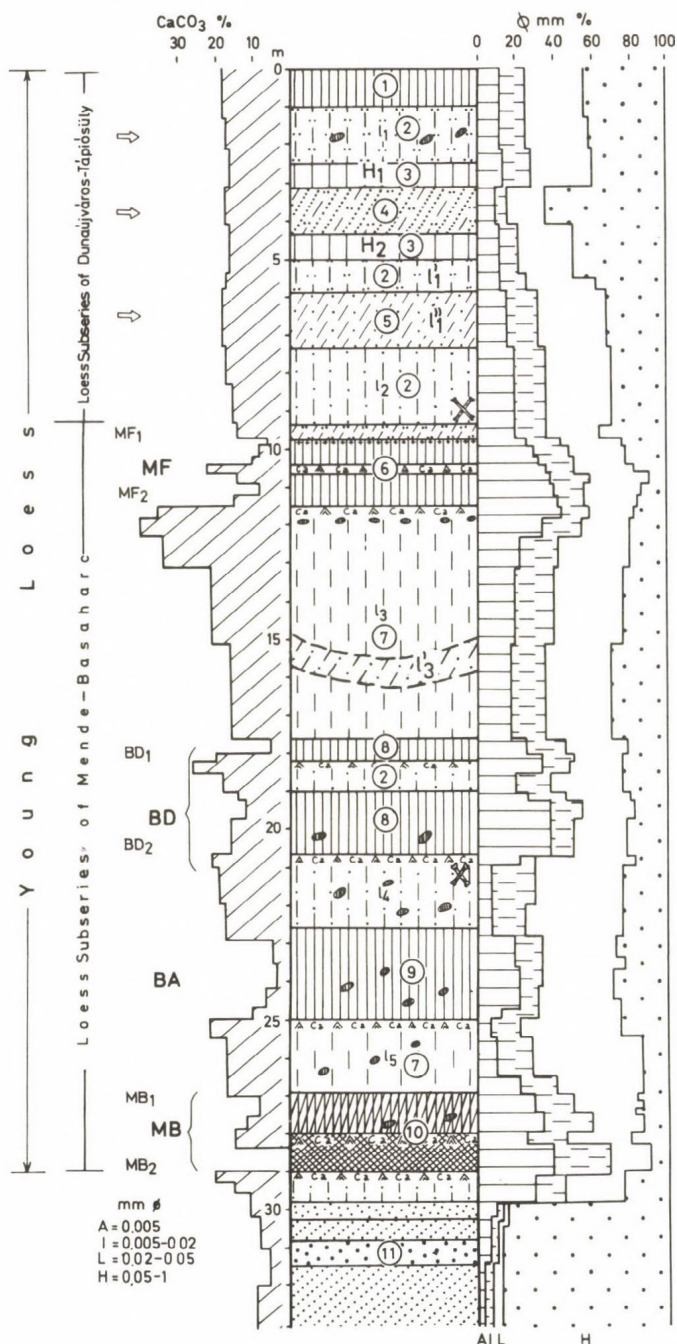


Fig. 3: Typical locality of the young loess profile at Mende near Budapest (According to RÉCSI, M.-SZEBÉNYI, E. 1971)

The best developed soil in the young loess is the Basaharc Lower. It is a locally 2 m thick chernozem type paleosol complex, has intermediate CaCO_3 contents and chocolate brown colour, typical traces of strong biological activity can be observed. Its TL age is $81\,000 \pm 10\,000$ years. From the loess horizon in the base of the Basaharc Lower soil complex, first at Paks and subsequently in other loess profiles in Hungary, layers of andesitic tufite were described (KRIVÁN, 1957; KRIVÁN-RÓZSAVÖLGYI, 1964). This tufite layer was associated with the volcanism in the Hargita Mountains, Transylvania active during the Pleistocene, and its age was estimated, on the basis of Milanković - Bacsák's theory, at Penultimate Glacial. Today, evidence by the Mende Base soil complex in its base, it is placed at the beginning of the Last Glacial.

Fig.3: 1 = recent chernozem, locally chernozem and brown forest soil (two story profile); 2 = sandy loess, in the l_2 loess a whole skeleton of a young Mammuth was found; 3 = weak humus horizon (with charcoal); 4 = stratified loessy sand, at the lower part reindeer bone remnants occur; 5 = stratified sandy slope loess; 6 = stratotype of Mende Upper (MF) soil complex, it is a two story profile of forest-steppe soil. In its upper part (MF_1) there are many charcoal fragments (Picea, Larix, Pinus cembra), radio-carbon date: $29\,800 \pm 600$, Lab. No. Mo 422; $27\,200 \pm 1\,400$, Lab. No. I. 3.130; $27\,000 \pm 1\,589$, Lab. No. Hv 5.422. The Cca horizon of MF_2 is rich in lime and carbonate concretions; 7 = typical loess, but in the lower part there is a little more sandy loess; 8 = "Basaharc Double" soil complex (forest-steppe-like fossil soil) below the BD_2 there are remnants of Elephas primigenius; 9 = "Basaharc Lower" fossil soil (BA) locally the uppermost part soil sediment; 10 = stratotype of Mende Base (MB) soil complex, the upper part (MB_1) is a dark steppe-like (chernozem-like) fossil soil; the lower part (MB_2) is well developed; 11 = alluvial, proluvial sand at the Tápió brook (second terrace). H_1 , H_2 = weak humus horizons; l_1 - l_5 = number of the young loess packets; l'_1 , l''_1 , l'_2 = subdivision of the main loess packets

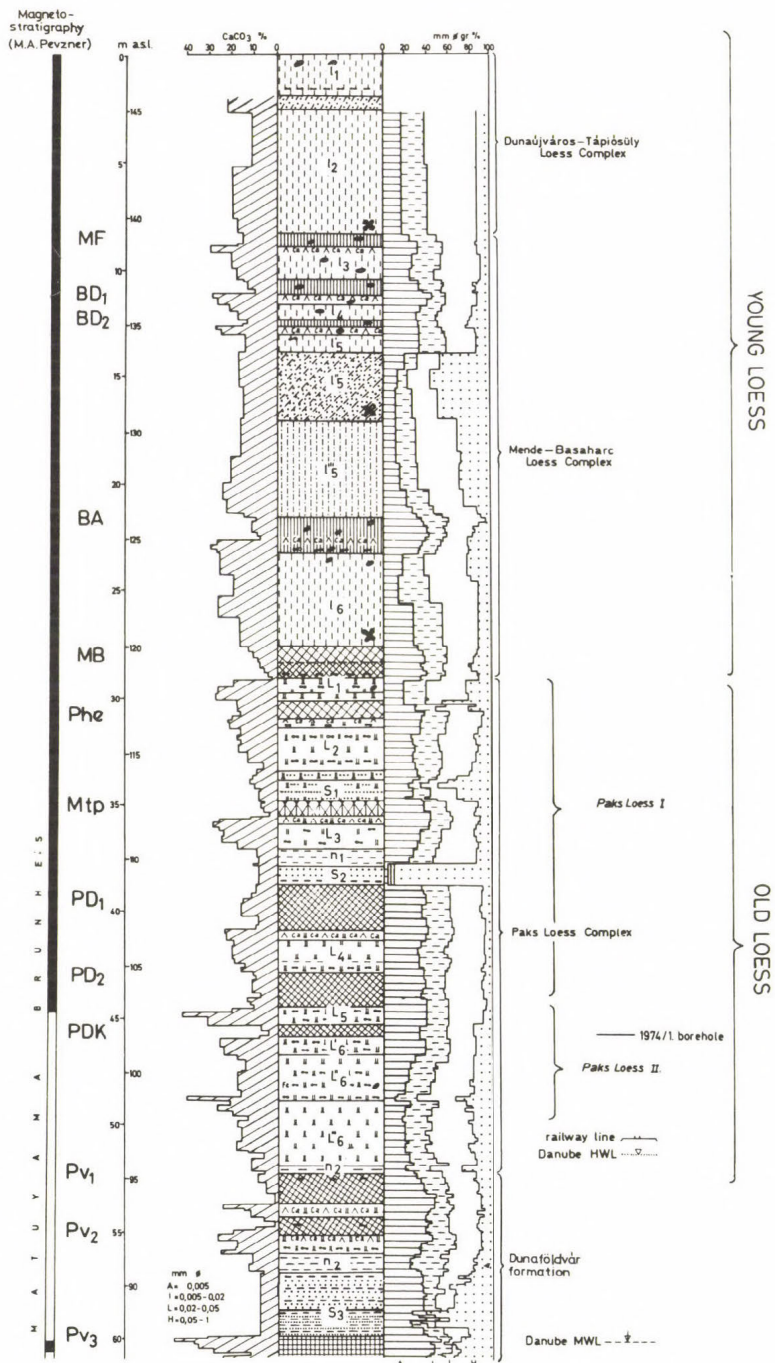


Fig. 4: Lithostratigraphical subdivision of the old and young loess-formation at Paks (According to PÉCSI, M. 1985)

Fig. 4: l_1 , l_2 = the typical youngest loess beds of the profile; between l_1 , l_2 deposited sandy slope loess in a derasional valley (dell) the lower part of $l_2(x)$ fragments of reindeer bones occur as well as locally 1 to 2 humus horizons;

MF. = chernozem-like fossil soil of "Mende-Upper", only the MF_1 remained; l_3 , l_4 , l_5 = young loess beds, below the fossil soil horizons (MF , BD_1 , BD_2), with many krotovinas in it; BD_1 , BD_2 = "Basaharc Double" fossil soil complex chernozem-like locally hydromorphous meadow soil type; l_5'' = well-stratified sandy slope loess, the loessy sand filled up the derasional valley (with *Cervus* sp. and *Elephas primigenius* fauna remnants); l_5''' = sandy loess; BA. = "Basaharc Lower" forest-steppe-like dark fossil soil; l_6 = the lowest young loess bed (with *Eleph. primigenius* remnants) with a thin layer of volcanic tuffite too in the upper part of it; MB. = "Mende-Base" fossil soil complex;

L_1 = old loess, sandy loess, with large "loess dolls"; molars, tusks of *Elephas trogontherii* were found on two occasions; Phe = weakly developed sandy brown forest soil; L_2 , L_3 = old loess (with 2-3 layers of "loess dolls"); Mtp = hydromorphous fossil soil (flood-plain, clayey soil) with *Allohippus* sp. teeth; S_1 , S_2 , n_1 = sand and silty clay or alluvial fan; PD_1 , PD_2 = stratotype of "Paks Lower Double" fossil soil complex, with krotovinas (Sub-mediterranean xerophile forest soil or chestnut, usually reddish brown) below the PD_2 fossil soil occurs the Brunhes-Matuyama boundary); L_4 , L_5 , L_6 = old loess strata, with "loess doll" layers; L_6 = the Lowermost old loess bed, loess dolls rarely occur; n_2 , n_3 , S_3 = sandy clay, silty clay and sand of alluvial fan; Dv_1 , Dv_2 , Dv_3 = reddish, ochrered fossil soils, below the old loess (belong to the "Dunaföldvár formation")

Similar to the Mende Upper, the Mende Base paleosol is a marker horizon in numerous Hungarian and other European profiles and promotes correlation. Above it only early man finds (Gravettien and Mousterien) and vertebrate fauna were recovered. It is typical that to the first forest soil young loess is only subdivided by forested steppe soils, indicating the alternations of the Present European arid moderate climate with cold spells.

In contrast, the Upper member MB₁ of the Mende Base paleosol complex is typical lessivated brown forest soil formed under more humid and warm Submediterranean climate and can be the product of the Last Interglacial. The Mende Base soil complex TL ages are 100 000 and 125 000 years by prof, BORSY et al., 1979.

THE PAKS SERIES

The old loess in Hungary after the Paks exposure is called the P a k s series. Old loess has a compact structure and characterized by six loess horizons of large CaCO₃ concretions, two sand layers, five paleosols and some erosion hiatuses (Fig. 4).

The upper part of the Paks series is 8-10 m thick, subdivided into two cover of the upper, poorly developed forest soil a molar and tusk of *Elephas trogontherii* were recovered. The lower soil is a hydromorphous, alluvial one with *Allohippus* teeth of the Biharian stage. The TL age of the soil is 150 000 ± 21 000 years. The sand layer in the upper part of the Paks series (Sz) is regarded by many as a remnant of the Penultimate Interglacial; its TL age is determined at 213 000 ± 30 000 years. Thus, the upper part of the Paks series may belong to the Penultimate Glacial with alternating cold and warm, humid climatic periods.

The lower part of the Paks series is 13-15 m thick. It includes three thick (1.5 m) reddish brown forest soils of Mediterranean type with krotovinas. It is heavily calcareous in its base and indicates dry and warm climate. The paleosols subdivide it into three loess horizons indicating cold periods. The upper two paleosols of the series (the Paks Double) lie above Brunhes-Matuyama paleomagnetic boundary (about 0.71 Ma). They formed in the Brunhes period of normal polarity, presumably in the Cromer interglacial. Their TL ages are 320 000 and 490 000 years, respectively.

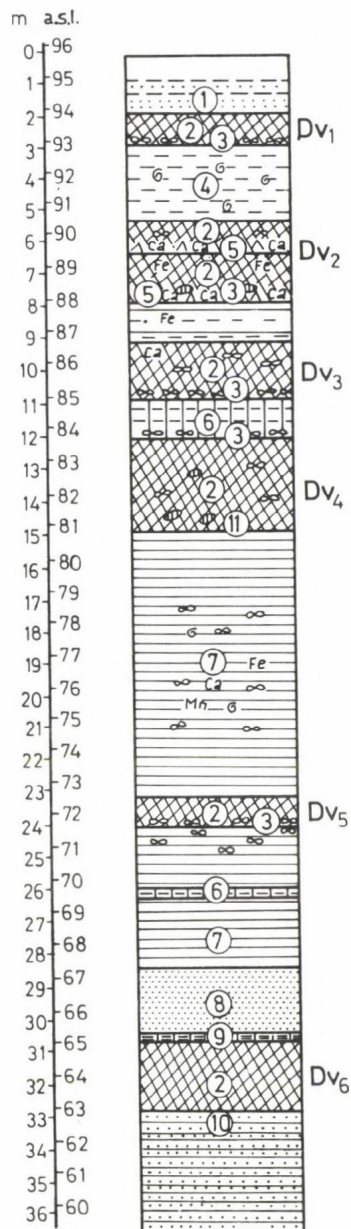


Fig. 5: Lithological profile at Dunakömlőd: (According to PÉCSI, M.-SZEBÉNYI, E. 1977) 1=fluvial sand; 2=brown forest soil; 3=loess doll; 4=silt, gleyed silt with mollusca remnants; 5=calcium carbonate accumulation; 6=hydromorphic soil; 7=clay; 8=Pliocene 9=alluvial meadow soil; 10=Pannonian sandy clay; 11=krotovina

Their TL ages are 320 000 and 490 000 years, respectively. The 5-6 m thick old loess below the Paks Double was produced in the Matuyama period of reverse polarity and this loess horizon lies in the base of the open-air exposure, at the highest flood level of the Danube. The borehole into the base of the exposure at Paks and Dunakömlőd also disclosed a third reddish brown paleosol, the Paks-Dunakömlőd paleosol. Below 3 m thick pink sandy silt deposited in the base of the Paks series, its top contains the Jaramillo event (0.9 Ma). Judging from this exposures, prof. PÉCSI determined the age of true loess in Hungary in 1 million years.

The boreholes at Paks-Dunakömlőd and Dunaföldvár crossed 30-40 m thick Eopleistocene-Pliocene series below the Paks series down to the Pannonian base.

It is called the Dunaföldvár silt and red clay formation and begins with the so-called stony loess, which is a stratified pink, sandy silt layer with intercalated horizons of sandstone concretions and has a thickness of 5-6 m. This proluvial-fluvial sediment was first described at Dunaföldvár and was identified later at the Paks-Dunakömlőd and the Putnok-Serényfalva areas, too in North-Hungary. Its age is Eopleistocene. Beneath the 'stony loess' a strikingly thick, hydromorphous, dark grey-paludal-alluvial, meadowclay double soil is deposited. It contains thick (1.5 m) CaCO_3 accumulation (60 per cent) of which indicates intensive seasonal desiccation. These horizons are of late Eopleistocene age. Underneath there are six red soils of Mediterranean type indicating alternating dry and warm humid climatic spells and concretion horizons with intercalated thick gleyed grey silt and clay layers with gastropod fauna indicative of cooler climate.

Most of the series shows reverse polarity. Prof. PÉCSI (1985) places the red clays (number 1 to 6) into the Pliocene. Between the red clays numbers 1 to 4, there are thin (1-3 m) intercalations, while at Dunakömlőd between numbers 4 and 5 numbers 5 and 6, the thickness of the intercalated layer of gleyed silt and sand amounts to 6-8 m. Most of the red soils are of clay texture, the lowermost, however, is sandy and very con-

spicuous. The lowermost red soil was identified by prof. PÉCSI (1985a) with Pliocene red clay on Pannonian clay (cca 5 million years) in the area of Kulcs, south of Budapest (Fig. 5).

CONCLUSION

According to the recent investigations, the 40 m sequences of the Dunaföldvár series ranges from the loess formation 1 million years ago to the sediments of the Pannonian inland sea deposited 5.3 million years ago. The formation of the series of red clays completed on the Plio-Pleistocene boundary (2.2-2.4 Ma) reaching over the Gauss-Gilbert paleomagnetic interval (2.4-5 Ma). Presently, the identification of the 80-90 m Plio-Pleistocene series removed at Paks with the complete sequence in boreholes in the Great Hungarian Plain.

REFERENCES

- ÁDÁM, L.-MAROSI, S.-SZILÁRD, J. (1954): A paksi löszfeltárás (The Paks loess exposures). - Földrajzi Közlemények, 78. 2. 239-254.
- BACSÁK, Gy. (1955): A pliocén és a pleisztocén az égi mechanika megvilágításában. - Földtani Közöny, 85. 70-105.
- BULLA, B. (1933): Morfológiai megfigyelések magyarországi löszös területeken. - Földrajzi Közlemények, 61. 169-201.
- BULLA, B. (1938): Der pleistozäne Löss im Karpathenbecken. - Földtani Közöny, 68. 33-58.
- HAHN, Gy. (1969): Több mint 100 éves a magyar löszkutatás (Hundred years of the Hungarian loess research). - Földtani Kutatás, 12. 29-48.
- HAHN, Gy. (1975): A magyarországi hegységelőteri, dombvidéki és medencebeli löszök és löszszerű üledékek morfogenetikája és kronológiája. - Kandidátusi értekezés. (Candidate's thesis)

- HAHN, Gy. (1971): A legfontosabb európai löszfeltárások párhuzamosításának lehetőségei (Possibilities for comparison of the most important European loess profiles). - Földtani Kutatás, 14. 17-29.
- HORVÁTH, A. (1954): A paksi pleisztocén üledékek csigái és értékelésük. - Állattani Közlemények. 171-188.
- KRIVÁN, P. (1955): A Közép-Európai pleisztocén éghajlat tagolódása és a paksi alapszelvény. Földtani Intézet Évkönyve, XI. III. kötet, 363-512.
- PÉCSI, M.: A középső Duna-medence felsőpleisztocén löszfeltárásainak tagolása, a fosszilis talajok a periglaciális talajfagyjelenségek és az üledékek genetikai vizsgálata alapján. 44 p. Manuscript.
- PÉCSI, M. (1965): Zur Frage der Typen der Löss- und lössartigen Sedimenten im Karpatenbecken und ihrer lithostratigraphischen Einteilung. - Földr. Közl., 13. (89.) 305-323.
- PÉCSI, M. (1967): A löszfeltárások üledékeinek genetikai osztályozása a Kárpát-medencében. (A genetical classification of sediments of loess-exposures in the Carpathian Basin). - Földrajzi Értesítő. 16. 1-18.
- PÉCSI, M. (1975): Lithostratigraphical subdivision of the loess sequences in Hungary. - Földr. Közl., 23. (99.) 228-230.
- PÉCSI, M.-MRS PÉCSI DONÁTH, É.-SZEKENYI, E.-HAHN, Gy.-SCHWEITZER, F.-PEVZNER, M.A. (1977): Paleogeographical reconstruction of fossil soil in Hungarian loess. - Földr. Közl., 25. (101.) 94-137.
- PÉCSI, M. (1979): Lithostratigraphical subdivision of the loess profiles at Paks - Acta Geol. Hung. 22, 409-418. - Studies on Loess. Bp. Akad. K. 1980.
- PÉCSI, M. (1982): The most typical loess profiles in Hungary. - In: Quaternary studies in Hungary, Bp. Geogr. Res. Inst. Hung. Acad. Sci. 145-169.
- PÉCSI, M. (1985): Loess and the Quaternary, Akad. Kiadó, Bp. 125 p. (Studies in Geography in Hungary 18.)
- STEFANOVITS, P.-KLÉH, Gy.-SZÜCS, L. (1954): A paksi löszfal anyagának talajtani vizsgálata. - Agrokémia és Talajtan, 3. 397-404.
- STEFANOVITS, P.-RÓZSAVÖLGYI, J. (1962): Újabb paleopedológiai adatok a paksi szelvényről. - Agrokémia és Talajtan, 11. 143-160.
- TOBORFFY, Gy. (1925): Jelentés az 1921-23 években Tolna megye területén végzett részletes agrogeológiai felvételtől. - Földt. Int. Évi Jel. 1923. 94-100.

ŽEBERA, K. (1955): Beszámoló a magyarországi negyedkori képződményeken végzett tanulmányutam tapasztalatairól. - Földtani Intézet Évi Jelentése. 1953. 529-539.

Address of author:

György Hahn: Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences, 1062 Budapest, Népköztársaság útja 62. - Hungary

ACTIVITE EOLIENNE ET SABLES LIMONEUX SUR LES VERSANTS EXPOSES AU NORD-EST DE LA PENINSULE DU BROGGER, SPITZBERG DU NORD-OUEST (SVALBARD)

B. Van Vliet-Lan e - A. Hequette

ABSTRACT

Aeolian activity and short distance deposits are related to the activity of a proglacial sandur and derived shore sediments, as proved by their specific mineralogy. Two types of deposits exist: (1) Coarse sands, blown on the backside of the beach ridges and, (2) sandy loam blown both from beaches and/or sandur, on a longer distance. Most deflation is related to stable weather conditions and to catabatic winds blowing down from the Tre Kroner Inlandsis. It occurs at the end of summer, in association with leaves of *dryas* and *salix*, when the soils are thawed and drained. Deposits on vegetated surfaces or other rough surfaces (moraines) are usually richer in silts and clays than others, and can promote cryoturbations (gradient of frost susceptibility). These deposits are commonly interstratified with humic horizons. Aeolian sandy loams are usually caught by humidity.

In this area, the first generation of aeolian deposits can be correlated with the Holocene Atlantic Optimum. The last one, still subactive, can be correlated with the climate warming from the years 1910-1920. The intermediate deposits were probably deposited during the Little Ice Age. The Sub-Boreal cooling does not seem to have induced aeolian deposits in the area.

INTRODUCTION

L'activité éolienne en milieu arctique   pergélisol est très variable d'un secteur à l'autre du territoire. Selon BIRD (1967), les actions éoliennes sont très locales et peu importantes, souvent en relation avec un littoral ou un système fluvio-glaciaire (PISSART et al., 1977). La réputation de cette activité est d'être associée à une période plus froide

et plus aride (PISSART et al., 1977) ou de s'effectuer en association avec un milieu nival (Cailleux, 1972; JAHN, 1972). En fait, comme nous allons le voir, la situation est loin d'être aussi simple.

Au Spitzberg, des dépôts éoliens sableux ont été signalés par MOIGN (1973) et décrits par ÅKERMAN (1980) dans le secteur de Cap Linné; BROS - SARD et JOLY (1982) en ont également observé sur l'île de Prins Karl. Dans ces sites, la sédimentation est essentiellement nivéo-éolienne, le sable étant interstratifié avec de la neige au moment du dépôt.

Dans le secteur de la péninsule du Brögger, (Fig. 1), plusieurs faciès éoliens coexistent, quoique très localisées. Nous nous sommes attachés par un levé cartographique et stratigraphique à comprendre la dynamique de sédimentation des différents faciès en fonction des conditions morphologiques, hydrologiques et écologiques locales. Dans ce secteur, quatre types de sédimentation éolienne caractérisés par un transfert de matériaux sur distances courtes et moyennes ont pu être observés:

- 1) des dépôts littoraux grossiers, en arrière de crêtes de tempête,
- 2) des dépôts sablo-limoneux provenant des accumulations littorales et migrant à la surface des sandurs ou des niveaux glaciomarins inactifs,
- 3) des dépôts sablo-limoneux provenant de la déflation des sandurs actifs,
- 4) des dépôts locaux, liés à la déflation limitée de falaises littorales meubles, de dépôts fins anciens ou encore de cuvettes temporairement lacustres.

Ces dépôts existent à l'état actif, à l'état fossile ou encore enfouis.

LE CONTEXTE CLIMATIQUE ET LA DEFLATION

Le milieu qui nous intéresse est caractérisé par une ambiance relativement océanique liée à la remontée d'une branche du Gulf Stream le long de la côte ouest du Spitzberg. A Ny Ålesund, le climat est cependant moins océanique qu'à Cap Linné ou sur la façade Sud du Brögger (tableau 1), (KERGOMARD, 1981; JOLY et KERGMARD 1983). Les fluctuations thermiques varient considérablement d'un jour à l'autre ou d'une année sur l'autre en conséquence de la remontée de masses d'air dépressionnaires en provenance du Sud-Ouest (KERGOMARD, 1981). Si l'on compare la couverture nivale

a la température moyenne mensuelle, on constate (Fig. 2) que la baisse importante de la température, d'octobre à décembre, s'effectue sans isolation efficace du sol par la neige. Néanmoins, la fréquence des précipitations pluvieuses ou neigeuses favorisent un verglaçage du sol pendant toute cette période, limitant ainsi la mobilisation éolienne. De janvier à juin la couverture de neige est épaisse (confirmation orale de J. ÅKERMAN); seules quelques crêtes verglacées émergent, ce qui limite considérablement la déflation à caractère nivéo-éolien.

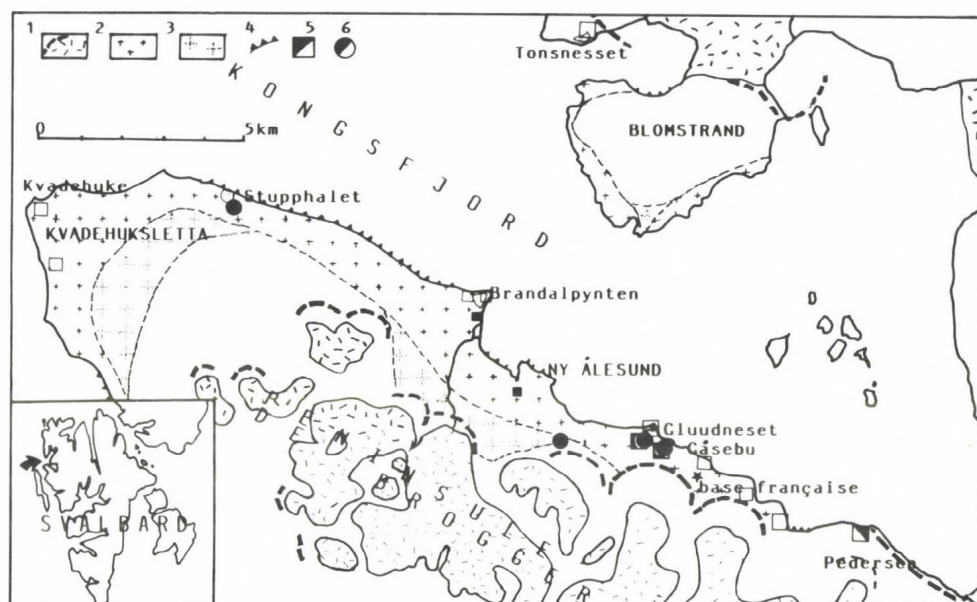


Fig. 1: Carte de localisation des sites étudiés: 1= glaciers et arcs morainiques; 2= strandflat holocène; 3= strandflat pré-holocène; 4= falaise littorale; 5= site à dépôt éolien littoral, - actif en blanc, - fossile en noir; 6= site à dépôt éolien limoneux, - actif en blanc, - fossile en noir.

(Location map of the investigated sites: 1= glaciers and morainic ares; 2= Holocene strandflat; 3= pre-Holocene strandflat; 4= shore cliff; 5= site with aeolian littoral sedimentation; - active in white, fossil in black; 6= site with sandy loam aeolian sedimentation, color like in (5))

Tableau 1

Ny Ålesund (1969-1979) paramètres climatiques principaux

	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D
T° Moy												
mens.	-12,9	-15,6	-14,9	-13,1	-4,6	+1,7	+5,8	+4,4	+0,6	-5,1	-10,8	-12,3
P totales												
mens.	27	55	29	13	22	8	28	31	44	29	49	33
Nb. Jours avec altern.	4	2	4	2	9	12	0	3	12	7	3	2
gel-dégel												

 T° Moyenne Annuelle: -6,40°C

Précipitations Annuelles: 368 mm

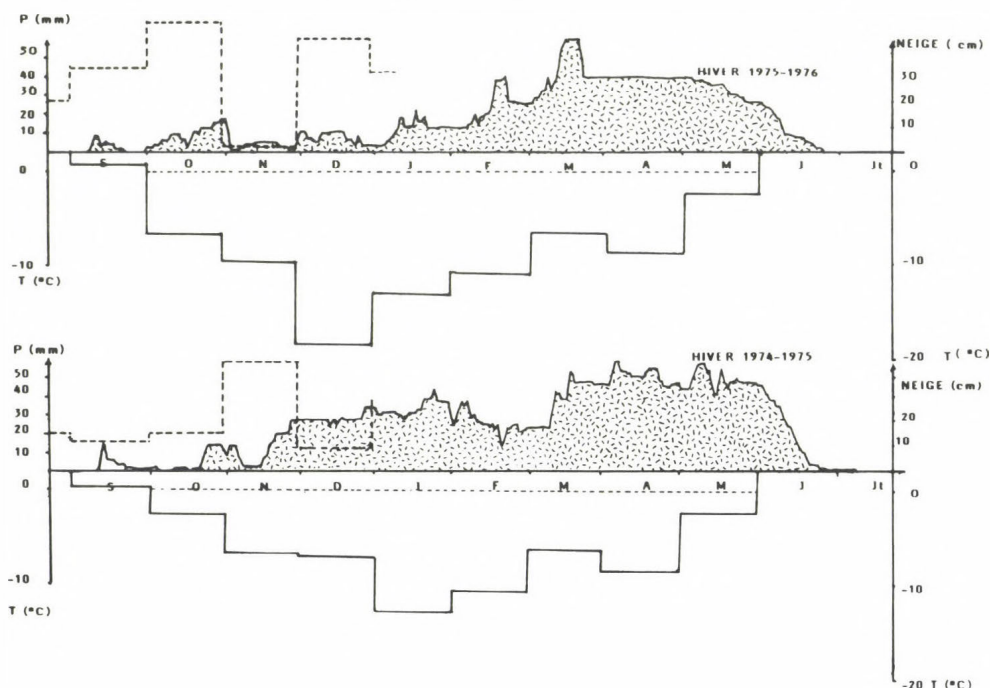


Fig. 2: Relation entre la température de l'air et la couverture nivale à la station de Ny Ålesund, d'après les données du Meteorologiske Årsbok et, Kergomard 1982. (Relation between air temperature and snow cover at Ny Ålesund)

En raison de l'orientation du Kongsfjord, les vents dominants sont E-30°-SE et Est; il s'agit de vents catabatiques en provenance de la calotte des Tre Kroner et du Kongsvegen. Leur période maximale d'activité correspond à la fin de l'automne, mais ils restent très importants tout au long de l'année (Fig. 3), particulièrement lorsqu'une haute pression s'installe, comme au cours de l'été 1985, sur le Spitzberg centre-nord. A l'Est de Ny Ålesund, les vents voient leur composante E-NE s'accroître au fur et à mesure que l'on se rapproche des calottes. Les vents du Sud-SO et de l'Ouest-NO sont associés au temps dépressionnaire et sont généralement accompagnés de pluies. Ils sont également actifs toute l'année avec un maximum hivernal et un autre recouvrant l'été et l'automne.

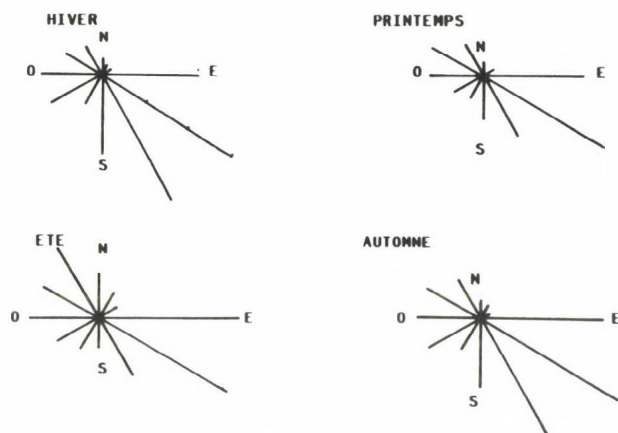


Fig. 3: Rose des vents pour Ny Ålesund, d'après les données du Meteorologiske Årsbok (1985). (Wind rose at Ny Ålesund /1985/.

Mis à part le faciès purement littoral, la majorité des dépôts éolins sont limités au secteur situé à l'Est de Ny Ålesund, c'est-à-dire dans la zone la plus continentale du fjord (Fig. 4). De plus, la déflation est localisée dans des zones peu colonisées par la végétation, en réponse au caractère froid du microclimat local. Selon JOLY (1983), ce caractère, dans le secteur de la bande littorale, résulterait de la descente d'air froid en provenance des glaciers par vent du Sud et, en provenance du fjord par vent du Nord. Mais il nous semble que ce phénomène se produise également par vents d'Est.

Les dépôts éoliens sont essentiellement inféodés aux grands sandurs du complexe glaciaire de Loven. Le grand sandur du glacier du Brögger, malgré sa richesse étonnante en sables fins, plus particulièrement dans la plaine située au Sud du pont sur la Bayelva (Fig. 4), n'a donné aucun dépôt franc; en fait, ce sandur se trouve sous le vent de hauts niveaux glacio-marins culminant vers 40-50 mètres.

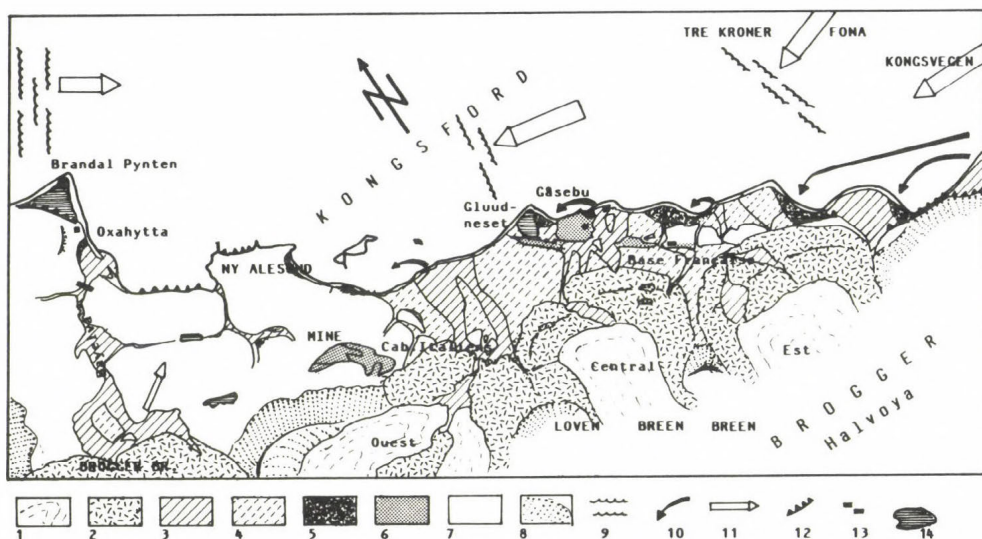


Fig. 4: Carte de localisation des dépôts éoliens dans le secteur de Ny Ålesund en relation avec la direction des vents et des houles dominants.

1 = glacier; 2 = moraine; 3 = sandur actif; 4 = sandur inactif; 5 = sable éolien grossier; 6 = sable éolien sablo-limoneux; 7 = niveau glacio-marin; 8 = éboulis; 9 = direction de la houle; 10 = atterrissement littoral; 11 = vents dominants; 12 = falaise; 13 = habitat; 14 = lagune. (Location map of the aeolian deposits in the surroundings of Ny Ålesund correlated with the prevailing wave and wind directions. 1 = glacier; 2 = moraine; 3 = active sandur; 4 = inactive sandur; 5 = coarse grained aeolian sands; 6 = aeolian sandy loam; 7 = glacio-marine terrace; 8 = scree; 9 = wave direction, (coastal sedimentation); 10 = atterissage littoral; 11 = vents dominants; 12 = falaise; 13 = habitat; 14 = lagune.

LES DIFFERENTS DEPOTS EOLIENS

Les dépôts littoraux grossiers

Ce sont de loin les dépôts les plus fréquents. Ils apparaissent aussi bien à proximité du glacier du Kongsvegen dans le fond du fjord qu'à Kvadehuksletta en arrière d'estrans protégés de la houle dominante comme à la pointe de Kvadehuk ou comme au Tonsneset au Nord du fjord. Ils sont en relation avec les vents forts dominants, du NE à Kvadehuk, du SO au Tonsneset et, E-SE à E-NE à l'intérieur du fjord. Depuis Brandalpynten jusqu'au glacier du Roi, la composante nord prend de plus en plus d'importance au fur et à mesure que l'on se rapproche des calottes. En général, leur médiane est supérieure à 200 μm . Leur alimentation dépend de l'engraissement de l'estran. Ce phénomène a pu être très bien observé au cours de l'été 1985. La fonte brutale et importante liée à un été chaud à régime anticyclonique marqué, une turbidité importante des eaux en relation avec l'activité des émissaires glaciaires et, l'absence de tempêtes ont favorisé l'échouage de grandes quantités de sables et de silts dans les creux abrités de la houle (HEQUETTE, 1986). Dans notre cas, cette dernière était engendrée par les vents catabatiques et a favorisé des atterrissages sous la dérive des deltas proglaciaires (Fig. 4). En raison du temps sec, ces atterrissages sont mobilisés par le flux continu des vents d'Est et vont s'accumuler dans les dépressions humides fréquemment localisées à l'arrière de cordons de tempête (Brandalpynten, Tonsneset, Gludneset) ou au pied de congères ou de résidus de pied de glace subsistant en bordure du littoral. Leur teneur en silts est médiocre, sauf à proximité des émissaires glaciaires (Tableau 2).

Les dépôts éoliens sablo-limoneux dérivent directement de l'éolien littoral, une fois les mouillères asséchées superficiellement par le colmatage éolien; ce sable migre par saltation et suspension sur les surfaces sèches des sandurs ou des niveaux glacio-marins, s'accumulant en partie dans les creux ou les irrégularités de la microtopographie, sur les touffes de saxifrages (variété *oppositifolia*) ou, dans la partie inférieure de versants abrupts. A proximité de la base française, en 1985, toute une

surface de sandur fossile a été ainsi envahie sur plus de 300 m. Les sables se rechargent progressivement en fines au fur et à mesure de leur progression à la surface du sol. Une fois mobilisé, ce sédiment peut continuer sa migration les années suivantes, dans le contexte froid de la zone littorale, à condition toutefois que les étés suivants soient secs. De ce fait, ils peuvent contribuer à l'élaboration des dépôts éoliens dérivés de sandurs.

Les dépôts éoliens sablo-limoneux dérivés de sandar

Ces dépôts proviennent essentiellement de la déflation des matériaux pris en charge par les émissaires glaciaires. Lors des étés chauds, les torrents ne s'assèchent que lorsque le gel reprend en altitude, c'est-à-dire vers la mi-août; la déflation ne peut donc être efficace avant cette date, mais, elle a à sa disposition une quantité très importante de fines. Par contre, les étés frais comme cela a été le cas en 1982, le débit estival des émissaires glaciaires diminue rapidement après l'évacuation des eaux de fonte de neige. En raison des températures basses ($+4^{\circ}\text{C}$), les secteurs non-végétalisés du sandur sont secs et précocement disponibles pour la déflation. Fin juillet 1982, nous avons assisté à un dépôt lors d'une tempête d'Est qui a duré 48 heures. A la base française, D. JOLY a mesuré des vents de 40 km/heure. Cet événement a saupoudré toutes les surfaces humides du secteur, quoique de manière discontinue.

Dans les arcs morainiques du Mindre Loven, situés en arrière de la base, entre l'arc de 1880 et celui du retrait de 1930, un petit hydrolaccolithe permanent est érodé par le vent sur son flanc est, alors que le versant sous le vent est recouvert par 15 à 20 cm de sables éoliens interstratifiés de petits horizons humiques cryoturbés; d'autres plages sableuses existent un peu partout sur l'arc de 1930. Le classement du sable est très bon (indice FOLK & WARD: 0,40; médiane: 80 μm) (Tableau 2). Ce sable se dépose au cours de coups de vents d'est, c'est-à-dire lorsque les vents catabatiques parviennent à franchir l'arc de 1880, en position relativement abritée par rapport au fjord (JOLY, 1983); la tempête de fin juillet a déposé jusqu'à 20 cm de sable frais provenant surtout du vannage des formations glacio-lacustres intra-morainiques; la courbe de ce sable est parfaite (indice F & W: 0,20; médiane 80 μm).

Tous les niveaux glacio-marins du secteur de Gåsebu sont recouverts par 25 à 30 cm de sables, exceptionnellement plus. Le classement de ce matériel est plus médiocre que celui de l'arc de 1930 (indice F. & W.: 0,80, médiane 65 à 110 μm). La déflation des sandar des Loven apparaît surtout par vents d'E-SE comme le montre leur localisation topographique, mais peut être également active par vents du S-SO comme en témoigne la présence de poussières de charbons en provenance de la mine de Ny Ålesund. Globalement (Fig. 4), sa granulométrie diminue avec l'altitude et, lorsque la déflation provient d'un secteur partiellement végétalisé du sandur, le dépôt est nettement plus humifère.

L'efficacité du vent est probablement plus grande sur les surfaces relativement lisses du sandur que sur la topographie mouvementée de la moraine. Ceci explique le classement médiocre du dépôt sur le strandflat, notamment en relation avec de petits remaniements par ruissellement à proximité de congères et, son épaisseur relativement importante. La déflation est efficace après la fonte de la couverture neigeuse et le ressuyage de la surface du sol, mais elle n'est pas continuellement active comme en témoigne la présence d'horizons de stabilisation humifères enfouis au fur et à mesure de l'accumulation du sable. Des interruptions de la couverture végétale actuelle montrent que l'érosion éolienne peut être parfois assez importante, les zones de sédimentation ou de déflation se déplaçant dans l'espace et dans le temps. La non-conservation des pollens (M. CLET com. pers.) dans ce milieu particulier n'a pas permis de mettre en évidence une éventuelle fluctuation du couvert végétal, du type de celle analysée par VAN DER KNAP (1985) au Stupphalet.

La localisation topographique de dépôts éoliens de ce type est presque exclusivement associée à des plages humides comme l'a montré expérimentalement (CEGLA 1972) dans le cas des loess.

Le cas le plus fréquent est une accumulation au pied de névé semi-permanent ou à son emplacement, c'est-à-dire en exposition N-E. Le sable est également capté dans des zones de prairies humides comme dans le secteur de Gåsebu ou dans celles de résurgence de nappe suprapergélisol comme sur les niveaux glacio-marins au-dessus de la cabane des Italiens en arrière de la mine (Fig. 4).

L'effet de la végétation semble par contre beaucoup moindre sauf en ce qui concerne la capture des fractions fines (Tableau 2). Dans le cas du

Tableau II: Composition granulométrique et chimique des différents faciès éoliens (Granulometric and chemical composition of different aeolian facies)

SITES	Unités	Couleur	2 μ m	2-50	50-100	100-200	200-500	500-2000 μ m	Med. μ m	C %	Ca CO ₃ %
GÅSEBU (3 m)	A	10YR 4/2	1.7	30.8	35.5	22.8	7.8	1.4	65	1.94	-
	B	10YR 3/2	-	5.6	2.3	4.1	46.3	41.7	450	0.80	0.42
GLUUDNESET Site A (2 m)	A	10YR 4/2	4.5	28.9	12.6	12.6	24.4	17.0	121	1.33	<1
	B	10YR 4/3	2.5	15.7	28.0	26.0	23.6	4.2	106	0.34	<1
	C	10YR 3/2	1.5	18.7	27.6	28.6	20.0	3.6	104	0.32	<1
Site B (12 m)	A	10YR 4/2	1.0	30.2	36.6	23.6	6.6	2.0	70	0.75	-
	B	10YR 5/3	0.7	53.6	37.3	8.4	-	-	48	0.50	-
Cab. Ital. 60°m	A	10YR 4/2	4.1	18.5	33.8	27.0	10.2	6.4	92	0.61	-
	B	10YR 4/3	0.8	11.4	37.0	37.8	9.2	3.0	100	0.36	-
Mindre Loven Tempête	A	10YR 4/2	3.5	30.1	37.4	27.2	1.6	0.2	65	1.17	-
		10YR 5/2	0.5	8.8	59.8	30.2	1.2	-	80	0.25	-
Stupphalet	A	10YR 5/3	2.5	2.7	22.2	68.8	3.4	0.2	117	0.31	21.6
Tonsneset - Littor. Pedersen - Littor.		10YR 5/2	-	0.5	0.5	4.4	82.5	12.1	337	-	-
		10YR 4/3	1.0	22.8	19.0	31.2	17.2	8.8	101	-	1.9

sandur du Vestre Loven, les dépôts n'ont pas été observés sur les niveaux glacio-marins de 4 à 40 mètres malgré une importante couverture végétale; en fait, ils sont situés plus haut sur le versant en relation avec le drainage de l'arc morainique externe du Vestre Loven.

Dépôts éoliens locaux

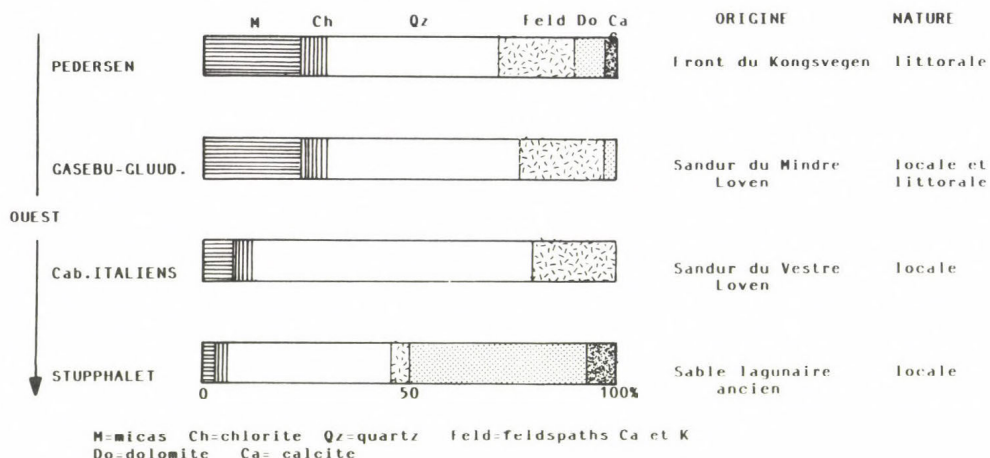
Ces dépôts sont en relation avec le remaniement sur petites distances de matériaux très variables, selon le site. Nous avons pu en observer au-dessus des falaises de terre près du Stupphalet, fixés par des rides de dryas face au vent du Nord. Dans la cuvette du Stupphalet, un ancien dépôt sableux lagunaire a été érodé à plusieurs reprises par le ruissellement et le vent d'Est. Dans ce cas, la capture est essentiellement due au facteur humidité bien que la végétation de prairie humide ait semble-t-il également joué un rôle non négligeable.

D'autres dépôts plus silteux ont pu être observés en relation avec des dépressions lacustres ou des épandages deltaïques temporaires, comme au pied de Zepplinfjellet ou du delta de la Bayelva, à proximité de Ny Ålesund, mais, il s'agit là de dépôts très localisés (quelques m²) et presque toujours en relation avec le vent d'Est.

La composition minéralogique des silts existant dans les différents types de dépôts éoliens témoigne de leur origine exclusivement locale, chaque site possédant une signature particulière, quelque soit l'âge des dépôts concernés, dépendant essentiellement de la nature géologique du bassin-versant du glacier (Tableau 3).

Deux remarques importantes sont cependant à faire. D'une part, la teneur en plagioclases dans la fraction silteuse augmente dans les dépôts éoliens par rapport au sédiment original. D'autre part la calcite disparaît relativement rapidement par dissolution biogéochimique différentielle suivie par la dolomite, que le matériel soit repris de sandurs, d'estrans ou directement remanié de silts de désagrégation du calcaire dolomitique constituant l'ossature des anciennes îles fossilisées par l'extension des dépôts fluvio-glaciaires à l'Holocène.

Tableau III: Composition minéralogique de la fraction silteuse des sables en différents sites à sédimentation éolienne (Mineralogical composition of the silt fraction of sands in different sites with aeolian sedimentation.)



SOLS PERIGLACIAIRES ASSOCIES

Différentes formes de cryoturbation on pu être observées en relation avec le drainage. Deux sites ont été étudiés en détail, à Gåsebu et à Gluudneset (Fig. 5). Le premier est situé à 200 m à l'Est de la cabane de Gåsebu, il a été découvert à la faveur d'un effondrement thermokarstique. Ce site est localisé sur un niveau glacio-marin voisin de 2,5 m et nous a permis d'observer en présence d'une microtopographie plane de superbes cryoturbations affectant (Fig. 5) deux dépôts éoliens successifs. Dans certains cas, les cryoturbations affectent un silt humifère correspondant à un paléosol conservé entre le niveau glacio-marin et les sables éoliens. Le niveau automnal de la nappe est voisin de 30 cm de profondeur. Les cryoturbations sont associées à des phénomènes d'injection qui apparaissent par gonflement différentiel à l'aplomb de fentes de réseau de dessiccation ou de contraction thermique. Toutes les fentes du réseau sont colmatées par des feuilles entières et humifiées de saule et de dryas et, très souvent, par du sable éolien frais. Les cryoturbations apparaissent

en présence d'un gradient de gélivité négatif dans le cas de sables éoliens sur silts (VAN VLIET-LANÖE, 1985, 1986) aussi bien que positif dans le cas de sables éoliens fins sur sable grossier, excluant de facto le loadcasting (VAN VLIET-LANÖE, 1983). Elles sont liées à une rigidification superficielle de la surface du sol lors du gel automnal et à l'expression du gonflement cryogénique différentiel orientée préférentiellement vers le bas. Ces figures de cryoturbations sont assez voisines de celles étudiées par PISSART (1976) dans l'île de Banks et qui, elles, ont évolué jusqu'à l'apparition d'ostioles. Dès que le drainage s'améliore, de petits hummocks se développent dans les horizons superficiels de la couche active, sans que leur présence influe sur la topographie du pergélisol à la différence des formes du delta du Mackenzie décrites par MACKAY (1981). Nous n'avons pas observé de nappe dans ces sites.

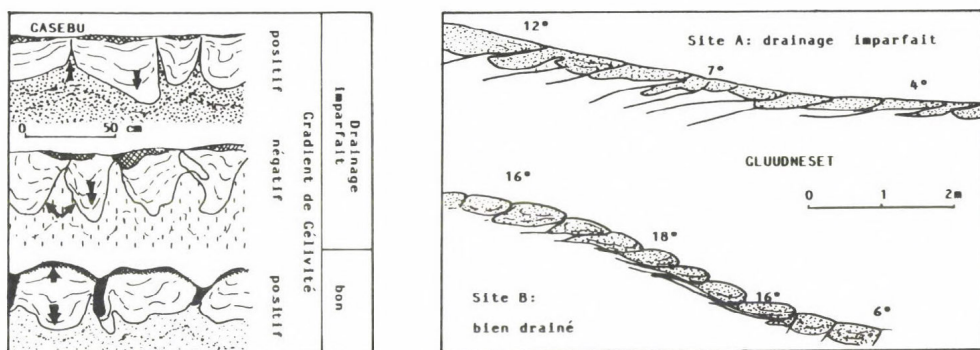


Fig. 5: Cryoturbations observées dans les sables éoliens en relation avec le drainage, le gradient de gélivité et la pente. (Cryoturbations in aeolian deposits related with the drainage conditions, the frost susceptibility gradient, and the slope.)

La séquence d'évolution des cryoturbations en fonction du drainage se retrouve aussi bien en topographie subhorizontale que sur pente (Fig. 5), comme le montre les coupes de Gluudneset. Ce second site est situé au sud-ouest de Gåsebu sur le versant N-E d'une île calcaire du sandur. Le sable éolien y a été piégé par la présence de congères et repose sur un estran fossile, du moins dans le cas de la coupe à drainage imparfait.

Pour les deux types de drainage, l'évolution sur pente témoigne de la compétition entre d'une part, les processus de cryoturbation et, d'autre part, les processus de cryoreptation. Le fluage des buttes s'effectue en étirant les fentes de dessiccation (VAN VLIET-LANÔE, 1983) et leur contenu souvent plus humifères et donc plus gélif, ce qui aboutit à la création d'un plan cisailant. Ce phénomène est accentué par une concentration locale en glace de ségrégation en relation avec une discontinuité de la conductivité hydrique au contact du substrat, et par la formation de glace de regel en début de fonte (IGOUT, 1971; PARMUZINA, 1978; MACKEY, 1981) ce qui aboutit à un glissement en masse de la butte assez voisin de ce que MACKAY a observé sur silts argileux dans la région du delta du Mackenzie et que nous avons aussi observé sur les loess de l'Advental, au Spitzberg central.

En milieu à drainage imparfait ou médiocre, la surface microtopographique est plane mais les processus de cryoturbation ou d'injection existent toujours. Ils sont bien visibles en coupe orthogonale à la pente. Le fauchage de la fente de dessiccation tend également vers la création d'un plan de cisaillement. Les formes observées rappellent celles que EGGINTON et FRENCH (1985) ont publiée et celle obtenue expérimentalement par REIN et BURROUS (1980).

A Gåsebu, l'injection est peu perturbée dans les horizons superficiels qui gèlent rapidement en bloc, avec peu de ségrégation. Par contre le gonflement cryogénique s'exprime mieux en profondeur sous forme de lentilles et, par conséquent, de déplacement au dégel. Il pourra donc se produire une cryoreptation selon la définition que nous en avons donnée en 1982 et 1985, plus aisée à cette profondeur qu'en surface. Ces figures sont assez voisines de celles que nous avons pu observer dans de nombreuses coupes fossiles de l'Europe de l'Ouest (Glos, Port-Racine en Normandie; LAUTRIDOU et al., 1986)

ESSAIS DE CHRONOSTRATIGRAPHIE DES DEPOTS ET SIGNIFICATION PALEOCLIMATIQUE

Peu de datations absolues sont actuellement disponibles dans ce secteur. A Kvadehuksletta, une série de plages soulevées ont été datées par MILLER

(1982) et SALISGEN - OSTERHOLM (1982) à 9000 BP en ce qui concerne les anciennes estrans voisins du niveau marin actuel érodés par une transgression active (HEQUETTE et RUZ, 1986).

Vers l'intérieur du fjord, les plages attaquées par la transgression actuelle ont donné des datations de l'ordre de 6000 BP (D. MANN communication personnelle - Tonsneset). Tous ces repères permettent une approche de celles des sandars anciens.

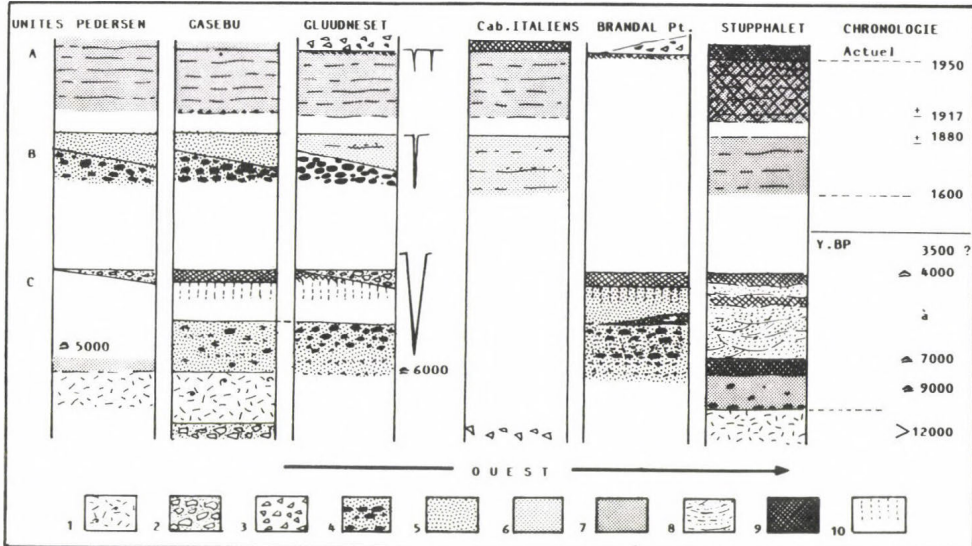


Fig. 6: Essais de chronostratigraphie des dépôts éoliens et littoraux sur la rive sud du Kongsfjord: 1 = till glacio-marin; 2 = sandur; 3 = éboulis ou solifluxion; 4 = sable marin; 5 = éolien grossier; 6 = éolien fin ocre; 7 = éolien fin avec humin; 8 = sable colluvié; 9 = horizon organique; 10 = sol brun arctique. (Tentative chronostratigraphic interpretation of shore and aeolian deposits on the southern bank of the Kongsfjord. 1 = glacio-marine till; 2 = sandur; 3 = solifluction and scree; 4 = marine sand; 5 = coarse grained sand; 6 = fine grained aeolian; 7 = humic fine aeolian; 8 = colluvial sand; 9 = organic horizon; 10 = arctic brown soil)

La dernière génération de dépôts éoliens (unité A, Fig. 6), encore subsistante, peut être datée relativement facilement. A sa base nous avons observé une grande quantité de poussières de charbon dont le dépôt dans ce

secteur ne peut être que contemporain de la mise en activité de la mine de Ny Ålesund, les affleurements de cette roche étant relativement peu nombreux (VAN VLIET-LANÖE, 1983). Ces poussières ont été amenées par les vents d'ouest à partir des aires de stockage de l'exploitation minière et à partir des estrans aujourd'hui subactifs, comme c'est le cas de Brandalpynten et des sites localisés à l'Est du port de Ny Ålesund. Les datations ^{14}C sur os obtenues par A. HEQUETTE (1986) accordent un âge de l'ordre de 80 ans pour ces niveaux marins.

Ces dépôts sont apparemment liés à l'optimum climatique postérieur au Petit Age Glaciaire et en relation avec le développement actuel des sandurs. Ils sont plus riches en silts que les autres et sont toujours interstratifiés de petits horizons organiques. Cette richesse en fines est liée au maintien de la rosée ou de la bruine dans la végétation et, à une fixation importante des poussières par les poils et les rosettes des feuilles présentés à la base des végétaux supérieurs (limons, silts et argiles).

Cette accumulation contribue à la constitution de la litière et des horizons A1. De par sa teneur en fines plus importante que celle des autres dépôts éoliens, ce type de sédimentation favorise la constitution d'un gradient de gélivité et par conséquent l'apparition des sols cryoturbés.

Le dépôt immédiatement antérieur (unité B, Fig. 6) est différent. Il est pauvre en silts, à peine stratifié par des matières organiques comme le montre sa couleur ocre caractéristique (Tableau 2). Son organisation cryogénique microscopique suggère un âge de 100 à 200 ans.

Notons qu'il s'agit presque toujours de faciès littoraux comme dans le cas du Pedersen et de Gåsebu. Les sédiments des sites de Gluudneset, de la Cabane des Italiens et du Stupphalet sont dérivés de sandurs ou de la remobilisation de sables marins anciens.

Au Stupphalet, VAN DEN KNAPP (1985) a attribué des dépôts organiques sableux situés apparemment en position stratigraphique équivalente, au Petit Age Glaciaire; l'accumulation débiterait vers 1630 pour se terminer vers 1900. La coupe que nous avons décrite est située dans un même contexte topographique, 1 km à l'Ouest du site tourbeux décrit par cet auteur et la stratigraphie est très voisine quoique la texture en soit nettement plus sableuse.

Ici, il s'agit donc d'une sédimentation éolienne liée à un refroidissement et à un recul de la végétation, mais, dans le contexte du Kongsfjord, il nous paraît malaisé de parler d'une réelle aridification

du climat en raison de la grande extension des langues glaciaires à cette époque.

Notons que les estrans qui sont associés à ces dépôts sont assez souvent recoupés par des fentes de contraction thermique, inexistantes dans les plages actuelles.

Enfin la génération la plus ancienne de dépôts éoliens (unité C, Fig. 6) n'est pas synchrone. Elle est associée à la remontée isostatique de l'Holocène et est constituée exclusivement de sables littoraux assez grossiers comme à Gåsebu, Gluudneset et Brandalpynten.

Néanmoins, dans le contexte actuel, ces dépôts littoraux azonaux apparaissent comme nous l'avons vu par beau temps chaud et sec, même en période de transgression. La prudence s'impose donc quant à leur interprétation. De plus, la pédogenèse (sol brun arctique) qui les affecte et le développement très important de leur organisation microscopique cryogénique suggère un âge d'au moins 4 à 5000 ans. D'autre part, BROSSARD et JOLY (1982) attribuent un âge Atlantique à l'extension maximale des sandar actuellement fossilisés par leur couverture végétale; ceux-ci tronquent directement les niveaux glacio-marins à l'origine des dépôts éoliens. Les sandar du Petit Age Glaciaire s'y emboîtent à leur tour. De plus, à Gluudneset, la première génération de sandar est recoupée par un élément de réseau de grands polygones à centre déprimé qui pourrait être synchrone du refroidissement généralisé de l'Arctique observé vers 3500 BP par nombreux auteurs (RITCHIE et HARE, 1971; NICHOLS, 1972; PISSART et al., 1977; BARANOWSKY, 1977). Les conditions thermiques actuelles nous semblent en effet insuffisantes pour permettre la formation de tels coins.

CONCLUSION

L'activité éolienne dans ce secteur du Spitzberg est uniquement finiestivale. Elle se produit par déflation directe ou indirecte des sandurs proglaciaires ou des attérissages littoraux qui en découlent.

A l'heure actuelle, quatre types de dépôts différents sont responsables de deux faciès lithologiques distincts. La présence de sables très fins et surtout de limons dans la plupart des dépôts, induit une certaine gélivité des sédiments; la présence assez systématique de débris vé-

gétaux et de matières organiques diverses peut encore accentuer ce dernier caractère et favorise l'apparition de cryoturbations.

Si une partie des dépôts s'est mise en place récemment dans un contexte arctique modérément océanique, il semble qu'au cours du Petit Age Glaciaire, la déflation a été plus efficace malgré une extension très importante des glaciers; ce phénomène est vraisemblablement à corrélérer plus avec une régression du couvert végétal en relation avec un abaissement des températures estivales et une augmentation de l'activité des vents catabatiques plutôt qu'avec une aridification réelle du climat. Tous les dépôts plus anciens que nous avons pu observer sont de nature littorale. Il apparaît donc que dans ce secteur, l'activité éolienne non littorale est un phénomène récent lié au Petit Age Glaciaire et à la déglaciation qui lui succède. Les péjorations climatiques antérieures, du Subboréal notamment, ne semblent pas avoir engendré de dépôts éoliens bien individualisés probablement en raison de l'extension maximale du couvert végétal héritée de l'optimum Atlantique malgré un refroidissement bien marqué se traduisant par l'apparition de polygones à centres déprimés à la surface des sandurs. Ces derniers témoignent vraisemblablement d'une continentalisation du climat au Subboréal, associée à des hivers plus rigoureux plutôt qu'à une extension réelle des glaciers, comme cela semble être aussi le cas pour l'Arctique nord-américain. Cet enregistrement stratigraphique tendrait à montrer que la morphologie de ce versant du Brögger est restée relativement stable jusqu'au Petit Age Glaciaire. Actuellement, la déstabilisation semble se poursuivre puisque nous avons pu observer dans deux sites différents (Fig. 6) un enfouissement progressif des dépôts par des éboulis ou par des lobes de solifluxion, phénomènes dont nous n'avons pas relevé de traces d'activité antérieure au sein des coupes étudiées.

REMERCIEMENTS

Ce travail a été effectué dans le cadre de 2 missions financées par le GIS Arctique du CNRS, du Centre de Géomorphologie du CNRS, et du Conseil Scientifique de l'Ambassade de France à Oslo. Nous remercions également le Norst Polarinstitut, la Compagnie Paquet et Elf-Norge pour leur aide logistique. Les analyses ont toutes été effectuées au Centre de Géomorphologie

du CNRS dans les Laboratoires de Chimie, dirigé par J.L. DUMONT, de Minéralogie, dirigé par M.N. LE COUSTUMER, de Sédimentologie, dirigé par M. LEVANT. Les lames minces ont été réalisées par C. BLANCHET; la dactylographie du manuscrit a été assurée par D. MATÉUS.

Cette publication est une contribution au programme OTAN "Sedimentology and diagenesis paleoenvironmental indicator in loess stratigraphy".

RERERENCES

- ÅKERMAN, J. (1980): Studies on periglacial geomorphology in West Spitzbergen. - Lund Univers. Geogr. Inst. Ser. proc., 89, 297 p.
- BARANOWSKI, S. (1977): The subpolar glaciers of Spitzbergen seen against the climate of this region. - Acta Universitatis Wratislaviensis, 58. serie A, 35-40.
- BIRD, B.J. (1967): The physiography of Arctic Canada, with special reference to the area south of Parry Channel. J. HOPKINS Press, Baltimore, 336 p.
- BROSSARD, Th. - JOLY, D. (1982): Exemple de croquis géomorphologique synthétique appliqué au strandflat, nord-est de l'Ile du Prince Charles (Svalbard). - Inter Nord, 16, 83-97.
- BROSSARD, Th. - JOLY, D. (1986): Le complexe géomorphologique aval des glaciers Loven Est et Central (Spitzberg). - Cahiers de Géographie de Besançon, 29. à paraître.
- CAILLEUX, A. (1972): Les formes et dépôts nivéo-éoliens actuels en Antarctique et au Nouveau Québec. - Cahiers Géographiques du Québec, 16. 377-409.
- CEGLA, J. (1972): Sedimentacja Lessów Polski. - Acta Univ. Wratislaw, Studia Geogr., 17.
- EGGINGTON, P.A. - FRENCH, H.M. (1985): Solifluction and related processes Eastern Banks Island - North Western Territories. - Can. Jour. Earth Sci., 11. 1671-1678.
- HEQUETTE, A. (1986): Morphosédimentologie et évolution de littoraux meubles en milieu arctique - Péninsule de Brögger. Spitzberg Nord Occidental. Thèse de 3ème cycle. - Université Bretagne Occidentale, 397 p.
- HEQUETTE, A. - RUZ, M. (1986): Migration vers la terre de cordons littoraux par processus de débordements de tempête dans le cadre d'une trans-

- gression marine (Kvadehuk - Péninsule du Brögger). - Revue de Géographie Physique et Quaternaire, à paraître.
- IGOUT, M. (1971): Le massif du Chambeyron méridional (Alpes de Haute Provence). Etude morphologique. Mémoire de maîtrise, Université d'Aix-en-Provence, 146 p.
- JAHN, A. (1972): Niveo-éolian processes in the Sudetes Mountains. - *Geographica Polonica*, 23. 93-110.
- JOLY, D. (1983): Influence du Kongsfjord sur les températures maximales observées aux alentours de la base française du C.N.R.S. au Spitzberg. - *Noröis*, 119. 363-379.
- JOLY, D. - KEROMARD, C. (1983): Eléments comparés du climat au nord et au sud de la presqu'île de Brögger (Spitzberg Nord-Occidental). - *Noröis*, 119. 363-379.
- KEROMARD, C. (1981): Variabilité des températures hivernales et circulation atmosphérique dans l'Arctique européen. "Mélanges" offerts à Ch. PÉGUY "Eaux et climats", Grenoble, 259-272.
- LAUTRIDOU, J.P. - KEEN, D. - MONIER, J.L. et collaborateurs (1986): Loess et autres dépôts périglaciaires de l'Europe du nord ouest. Relation avec les formations marines. Livret-guide de l'excursion Normandie, Jersey, Bretagne de la Commission Loess de l'INQUA et de la Commission Périglaciaire de l'U.G.I., 210 p.
- MACKAY, J.R. (1981): Active layer slope movement in a continuous permafrost environment. Garry Island N.W.T. Canada. - *Can. J. Earth Sciences*, 18. 1666-1680.
- MILLER, G.H. (1982): Quaternary depositional episodes, western Spitzbergen, Norway. Aminostratigraphy and glacial history. - *Arctic and Alpine Research*, 14. 321-340.
- MOIGN, A. (1973): Strandflat immergés et émergés du Spitzberg Central et Nord-Occidentale. Thèse d'Etat, Université de Bretagne Occidentale-Brest, 692 p.
- NICHOLS, H. (1972): Summary of the palynological evidence for Late Quaternary vegetation and climatic change in the Central and Eastern Canadian Arctic. Dans "Climatic changes in Arctic areas during the last ten thousand years" édité par Y. VASARI, H. HYVARINEN et S. HICKS. - *Acta Universitatis Ouluensis*, Serie A. *Scientia rerum naturalium* (3), *Geologica*, 1. 309-339.

- SALVIGSEN, O. - OSTERHOLM, H. (1982): Radiocarbon dated raised beaches and glacial history of Northern Spitzberg coast-Svalbard. - Polar Research, 1. 97-115.
- PARMUZINA, O.Y. (1978): La structure cryogénique et certains phénomènes de ségrégation de glace dans la couche active. - In: "Problèmes de cryolithologie" édité par A.I. POPOV. Presses Univ., Moscou, 141-164 (en russe).
- PISSART, A. (1976): Sols à buttes, cercles non-triés et sols striés non-tirés de l'Ile de Banks N.W.T. Canada. - Biuletyn Peryglacjalny, 26. 275-285.
- PISSART, A. - VINCENT, J.S. - EDLUND, S. (1977): Dépôts et phénomènes éoliens sur l'Ile de Banks, Territoire du Nord-Ouest, Canada. - Can. Jour. Earth. Sciences, 14. 2462- 2480.
- REIN, R.G. - BURROUS, C.M. (1980): Laboratory measurements of sub surface displacements during thaw of low-angle slopes of a frost susceptible soil. - Arctic and Alpine Research, 12. 349-359.
- RITCHIE, J.C. - HARE, F.K. (1971): Late quaternary vegetation and climate near the Arctic tree line of north-western North America. - Quaternary Research, 331-342.
- VAN DER KNAAP, W.O. (1985): Human influence on natural arctic vegetation in the 17th century and climatic change since 1600 in North-West Spitzbergen: a paleobotanical study. - Arctic and Alpine Research, 17. 371-387.
- VAN VLIET-LANÖE, B. (1983): Etudes cryopédologiques au sud du Kongsfjord. Rapport de la mission Spitzberg 1982. Rapport interne du Centre de Géomorphologie du C.N.R.S., 39. p. Offset.
- VAN VLIET-LANÖE, B. (1985): Frost effect in soils. - In: "Soils and Quaternary Landscape Evolution", J. Boardman editor, J. Wiley Publ. Co. London, 117-156.
- VAN VLIET-LANÖE, B. (1986): Recherches cryopédologiques sur la rive sud du Kongsfjord: de l'origine des sols structurés périglaciaires par gonflement cryogénique différentiel et gradient de gélivité. Internord, 19. 16 p.

Adresse des auteurs:

Dr. B. Van Vliet-Lanöe: Centre de Géomorphologie du CNRS - Caen, France.

Dr. A. Hequette: Institut de Géographie - Université de Bretagne Occidentale - Brest, France.

LOESS DEPOSITS OF THE PLAIN OF THE PO AND OF THE ADJOINING ADRIATIC BASIN (NORTHERN ITALY)

M. Cremaschi

ABSTRACT

In Northern Italy (Po plain and adjoining Adriatic basin), the loess deposits are recorded all along the Alps and Apennine fringes, on the karstic plateaus in the Pre-Alps, on paleosurfaces within the Apennine range, in the Dalmatian Archipelago, and along Marche coast. Generally the loess sheets lie on stable surfaces, and therefore they have been heavily affected by soil forming processes, which strongly changed their original textural characteristics. Fresh loess are preserved in cave fills and in stratigraphic sequences, buried by thick sedimentary cover. The alluvial plain or the Po have been the main source of the eolian dust. Irrespectively of the deposits it covers, the loess has a rather homogeneous mineralogical composition all over the investigated area. Loess deposits are systematically associated with Paleolithic artifacts which constitute a valuable tool for correlation and dating; early Middle Pleistocene loess is poorly preserved, while late Middle Pleistocene and Late Pleistocene loesses are widespread all along the margin of the Po plain. Lateglacial loess sedimentation is limited to the inner part of the Alpine range.

INTRODUCTION

Though well-known to geologic literature for some time, Northern Italy's loess has rarely been taken into account by synoptic studies on the distribution of eolian deposits, as it was considered to be of limited extension (FINK, 1969; FLINT, 1971; SMALLEY, 1972; HAESAERTS, 1985). On the contrary, it covers vast areas at the margins of the Po basin as a result of the climatic conditions which came about during the Quaternary glacial

stages (FRAENZLE, 1965; CREMASCHI, 1979; CREMASCHI, 1983). In fact, during these stages glaciers covered most of the Alps and encroached upon the margin of the plain, where highly continental climatic conditions prevailed (RIVA, 1954; VENZO, 1965; CREMASCHI, in press). These conditions were intensified by the redoubling of the plain's surface toward S/SE as the sea receded all the way to the present - 100 m isobath (PIGORINI, 1969). The center of the plain was occupied by a boreal forest (BERTOLANI MARCHETTI, 1963-70), while in a narrow belt along the piedmont, there were dry steppe areas, where loess was deposited (CREMASCHI, 1979).

DISTRIBUTION OF THE LOESS

The loess of the Po plain covers different physiographic units, and thus, can be subdivided according to the different areas of deposition (Fig. 1).

- Loess on fluvial terraces; it can be found all along the Apennine fringe, stretching from the Piemonte province all the way to the Marche province. It ranges in thickness from a few decimeters to a few meters, thinning out from NW to SE. It generally lies, on polygenetic soils, at the top of the terrace. This category also includes eolian deposits covering isolated terraces that emerge from Late Pleistocene and Holocene alluvium in the Lombardia and Piemonte plain (FRAENZLE, 1965; FERRARI - MAGALDI, 1968; FERRARI - MAGALDI, 1974; CREMASCHI, 1978; BIANCOTTI - CORTEMIGLIA 1981).

- Loess on glacial and on erosional surfaces; this is the loess that has been identified within the Apennine range, between the provinces of Liguria and Marche. It can be found in different locations: upon the mafic rocks of the Voltri plateau; upon the paleosurfaces of the Apennine in Emilia; in Garfagnana, not far from the glacial deposits of the Apuane Mountains; near Crespiera in Marche, intercalated into 'éboulis-ordonné'-type slope deposits. The thickness of this loess is generally modest (less than a meter) and extremely variable, depending on the local erosion conditions. The loess of the Turin hills constitutes an exception, reaching considerable thickness, and is associated with eolian sands (BERNINI et al., 1980; COLTORT et al., 1982; FORNO, 1979).

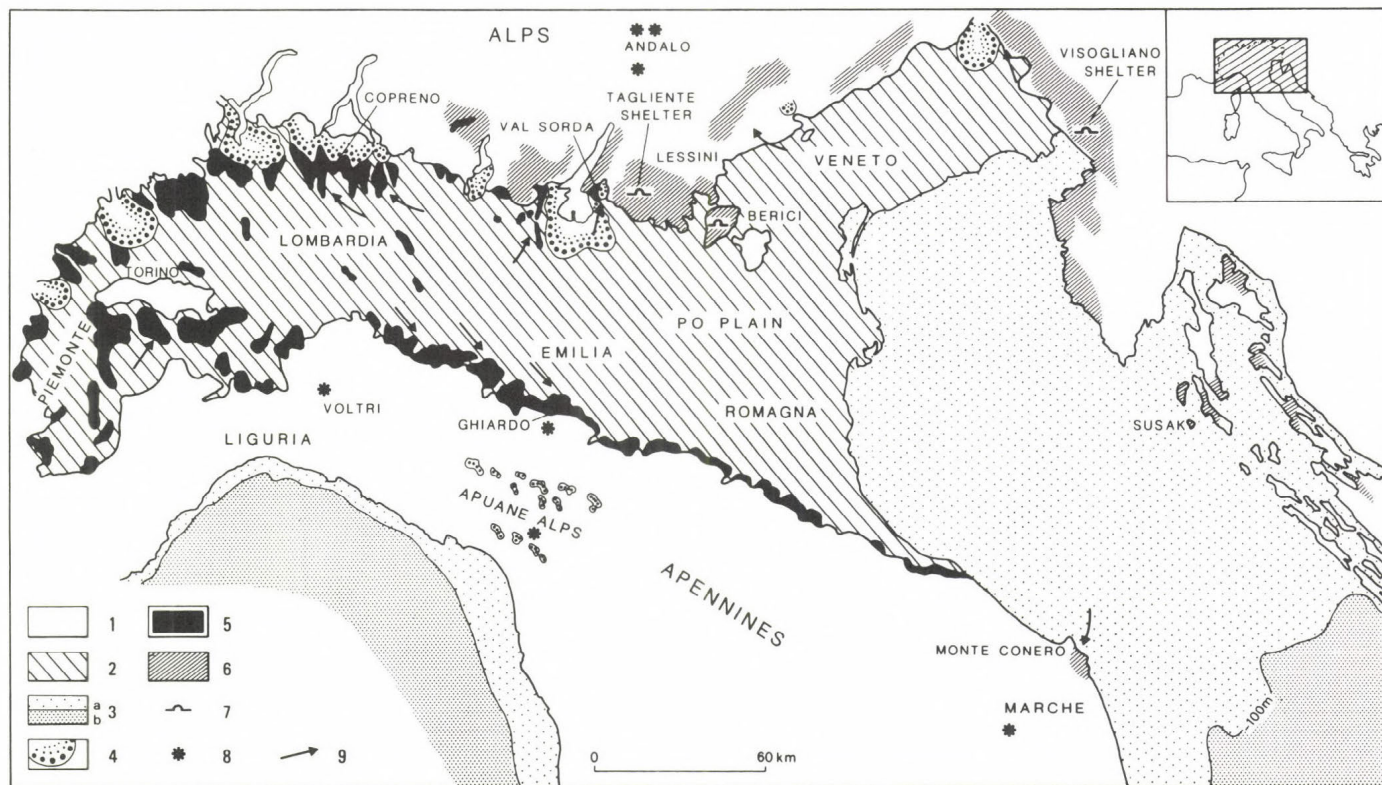


Fig. 1: The distribution of loess deposits; 1=Pre-Quaternary rocks; 2= Late Pleistocene and Holocene alluvial plain; 3=present sea extent, a/ less than 100 m deep, b/ more than 100 m deep; 4=Pre-Alpine and Apennine moraine systems; 5=loess deposits on fluvial, fluvio-glacial terraces and moraine ridges; 6=loess deposits on karstic plateaus; 7=loess in cave or shelter fillings; 8=loess on erosional surfaces; 9=direction of dominant wind during loess sedimentation

- Loess on moraine and flucioglacial deposits. It can be found at the southern margin of the Pre-Alps, from the Piemonte province to the Tagliamento river. It covers the surfaces of fluvioglacial terraces and moraine ridges which were deposited during the glacial stages previous the last. It is of variable thickness: a thinning-out tendency from East to West can be observed on the terraces of Lombardy; variations corresponding to moraine ridges are most irregular and complex (MANCINI, 1960, 1969; FRAENZLE, 1965; UGOLINI - OROMBELLI, 1968; OROMBELLI, 1970; BILLARD, 1974; CREMASCHI, 1979, CREMASCHI, in press).

- Loess of karst-plateaus and of shelter and cave fills. This loess is extremely widespread in the Pre-Alps of Lombardy and Veneto, on the peninsula of Istria, on the Dalmatian Archipelago, and on the Monte Conero plateau in Marche. It lies upon "Terra Rossa" type polygenetic soils, upon surfaces laid bare by periglacial processes, upon gelifraction slope deposits, or it may have been forced into dolines by colluvial processes. In particular situations (Isle of Susak, Dalmatian Archipelago), it covers weathered fossil dunes and marine abrasion surfaces (CHARDON, 1969; BOGNÁR, 1980, MAGALDI - SAURO, 1982; CREMASCHI, 1984).

Eolian dusts were also deposited into shelters and caves that, during the Pleistocene were sites of various waves of anthropic visits. As a consequence, they were included in stratigraphic sequences rich in archeological, paleontological and paleobotanical evidence that favours the stratigraphic study of the loess, its dating, and an understanding of its paleo-environmental significance. These caves are situated in the Pre-Alpine areas where glaciers did not reach (the Lessini Mountains, the Berici Hills and the Carso area) (BARTOLOMEI et al., 1980; BARTOLOMEI et al., 1982; BARTOLOMEI - TOZZI, 1978).

TEXTURAL CHARACTERISTICS

Po valley loess is mainly composed of silt, while limited outcrops of sandy loess and eolian sand have been identified in few localities (Torino Hill, FORNO, 1981; Copreno, OROMBELLI, 1971, Dalmatian Archipelago, BOGNAR, 1980). The loess is characterized by a single mode, sigmoid, asymmetric grain size distribution curve (Fig. 2). Sorting is moderate to scarce,

with a median varying between 5 phi and 7.5 phi and considerable asymmetry in the fine tail; in fact the clay content varies between 5 and 40 %. The grain size differences depend both on the sorting which affected loess particles during transport and by post-depositional weathering. It has been observed that the median of the Po plain loess tends to decrease, even over short spans, as the distance and the elevation from the source of eolian dusts increase. For example the Late Pleistocene loess at the margin of the Lombard plain is richer in coarse silt than the contemporary loess on the karst plateaus, which are mostly composed of fine silt and clay: the two areas are only a few kilometers apart and the plateaus are only a few hundred meters higher in elevation.

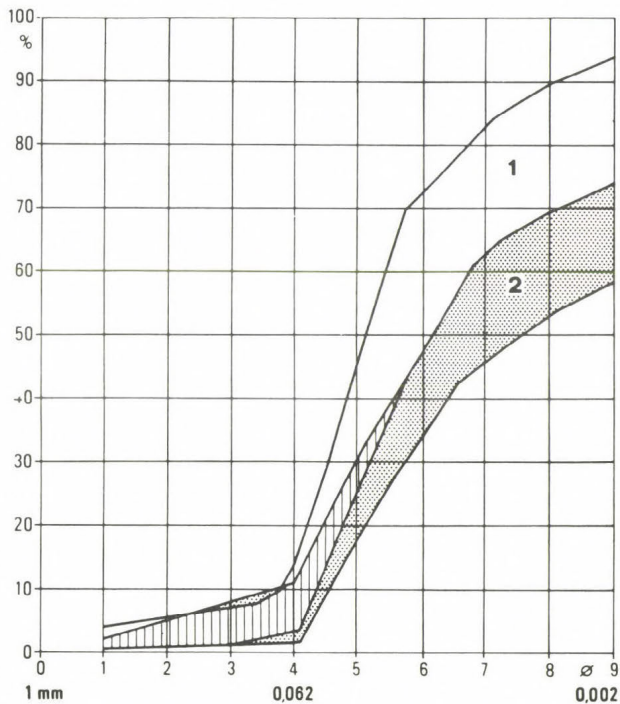


Fig. 2: Grain size distribution of loess; 1 = fresh loess; 2 = weathered loess

Weathering has sensibly modified the original texture of most of the loess lying on stable surfaces. Micromorphological observations (CREMASCHI,

in press) and SEM analyses (Fig. 3), in Bt horizons evolved in loess, clearly indicate that the fine-particle enrichment is determined by the filling of voids, due to illuvial argillans accumulation.

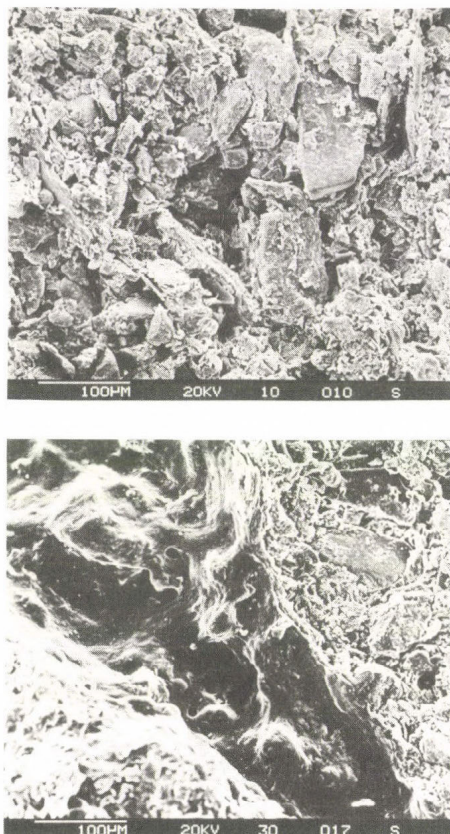


Fig. 3: SEM microphotographs of loess deposits; at the top, slightly weathered Late Pleistocene loess (Val Sorda sequence); at the base, weathered Late Pleistocene loess, included in the argillic horizon of a polygenetic soil, notice the thick argillans covering the walls of the large void

MINERALOGICAL CHARACTERISTICS

From a mineralogical point of view, Po plain loess is rather homogeneous; the sandy fraction is mainly composed of quartz (60-70 %) and, to

lesser extent , of feldspars and muscovite. The heavy minerals, varying in percentage from 0.4 to 1 %, consists mostly of minerals in metamorphic paragenesis (Fig. 4) (amphiboles, epidotes , disthene, garnet, etc.), while pyroxenes and stable minerals (zircon, tourmalines, Ti ox. minerals) are rare. This association is also characteristic of the fluvial and fluvioglacial Late Pleistocene deposits of the Po plain which thus represent the source of the eolic dusts (CREMASCHI, 1978, 1979, 1983). It is interesting to observe, for example, that the heavy minerals of the loess deposits on Susak Isle and on the Monte Conero plateau (Fig. 1 and 4), which are located on opposite sides of the Adriatic sea, are of the same heavy minerals composition because they both derive from the deflation of the ancient alluvial plain , formed by Po sediment and today submerged by the Adriatic sea. Among the clay minerals, vermiculite and illite are predominant, while kanditic minerals are scarce; Alpine loess is slightly richer in illite and kandite, while the loess of the Apennine contain more vermiculite (CREMASCHI, in press). Aside from these slight differences, the loess of the Po basin is fairly homogeneous, regardless the substratum it covers. The calcium carbonate content in the unweathered loess is generally low (below 5 %).

STRATIGRAPHY

It is often difficult to perceive stratigraphic distinctions within the loess layers included in polygenetic soils because of the changes induced by weathering: for stratigraphic purposes, loess buried in stratigraphic sequences or included in cave fills seem more significant.

Furthermore, eolian deposits in Northern Italy are systematically associated to Paleolithic artifacts which constitute a valuable independent chronostratigraphical marker for the correlation and dating of these deposits.

From the stratigraphical point of view, the following loesses can be distinguished in Northern and Central Italy:

- Late-glacial loess (Andalo loess); it is limited to the central part of the Alpine chain and it is known, so far, in the region of Trento. It covers moraine, glaciolacustrine and fluvioglacial deposits of the last

glaciations and it is associated with late Epigravettian settlements and therefore dated to the younger Dryas period (CREMASCHI and LANZINGER, 1983).

- Late Pleistocene loess (Val Sorda and Bagaggera loesses). The loess sedimentation phases in the Late Pleistocene are particularly well-documented in the stratigraphic sequence of the Tagliente Shelter (BARTOLOMEI et al., 1982). This sequence (Fig. 5) consists of the superimposed hearths and living floors of the Mousterian, Proto-Aurignacian and Epigravettian Paleolithic cultures, intercalated with colluviated soil material, thermoclastic breccia, rockfall boulders, fluvial sediments, erosional surfaces and loess. Chronologically, the stratigraphic sequence covers most of the Late Pleistocene and crosses two pleniglacial stages separated by an interstadial period, which, can be dated back to the Hengelo-Arcy period, on the ground of archeological evidence. The older loess precedes the interstadial period, and is associated with Mousterian lithic assemblages; the younger one follows the interstadial period and is associated with Epigravettian lithic assemblages; both lie on sediments deposited during pleniglacial phases (macrogelivation breccia and solifluction sediments), and include paleontological and paleobotanical evidence characteristic of cold steppe. The occurrence of two distinct phases of loess sedimentation, observed in the Tagliente shelter, is systematically represented along the Pre-Alpine fringe. The loess associated with Mousterian lithic assemblages is widespread, often reaching thicknesses of over a meter. Close to the eastern moraines of the Garda lake system, this loess is often buried by till deposits of the last glacial phase. Elsewhere it is covered by a thin loess sheet (Bagaggera loess) which contains Late Paleolithic artifacts (CREMASCHI et al., 1985) and therefore is correlated to the upper loess of the Tagliente shelter sequence.

- Middle Pleistocene loess. Poorly preserved at the margin of the Pre-Alps, this loess is best found on the plateau of the Lessini Mountains, at Mount Conero, and especially at the Apennine fringe, in the Emilia and Romagna provinces. It is referred, mainly on the ground of the local geological context (CREMASCHI - PERETTO, 1977; CREMASCHI, 1978), to the end of the Middle Pleistocene. The chronostratigraphical element by which we can distinguish and correlate it is the constant presence of Acheulean

lithic assemblages within it (COLTORT et al., 1982). The stratigraphic position of the Paleolithic artifacts was clearly indicated at the Ghiardo (Fig. 6) archeological excavation (CREMASCHI - CHRISTOPHER, 1984). The artifacts lie at the base of the loess sheet; they show no signs of post-depositional reworking; their surfaces display abrasion and polish, determined by the impact with eolian granules. They were thus put in place during the first phases of loess sedimentation, and rapidly thereafter buried, and so their age coincides with that of loess.

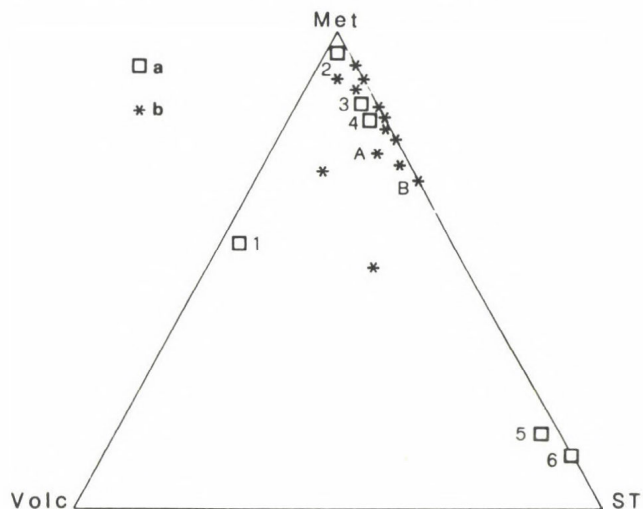


Fig. 4: Heavy mineral composition of the loess; MET = heavy minerals of metamorphic paragenesis (amphiboles, epidotes etc.), VULC = heavy minerals of volcanic paragenesis (mainly augites); ST = stable heavy minerals (zircon, tourmalines and Ti ox.); a) Heavy mineral composition of Late Pleistocene deposits of the Po plain; 1 = Adige; 2 = Garda outwash plain; 3 = Po river; 4 = Secchia river; 5 = Early Pleistocene deposits, Monte Netto; 6 = Early Pleistocene deposits, Bagaggera); b) Heavy mineral composition of loess; A = Susak Isle, B = Monte Conero

The stratigraphic sequence recently brought to light in the Visogliano shelter (Carso region, Trieste), includes at least three superimposed loess sedimentation cycles, interstratified with cryoclastic deposits

and soil colluvia (BARTOLOMEI - TOZZI, 1978). Fauna, artifacts, pollen content and fragments of *Homo erectus* skull make it possible to date those deposits to early Middle Pleistocene.

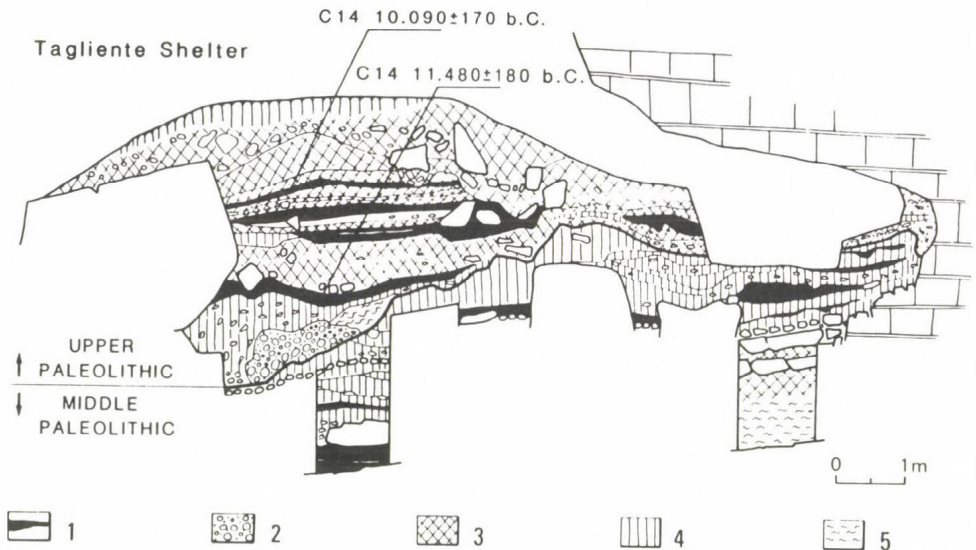


Fig. 5: The stratigraphic sequence of the Tagliente shelter; 1=hearths; 2=fluviatile gravels; 3=thermoclastic breccia; 4=loess deposits 5=colluviated soil deposits

THE SEDIMENTATION CYCLE AND THE PEDOGENETIC TRANSFORMATION OF THE LOESS

The loess deposit included in the Val Sorda sequence (Fig. 7) has been protected from postglacial soil forming processes by the thick till deposited on it during the late Würm glacial phase, and is thus particularly suitable for the study of the loess sedimentation cycle and of the pedogenetic processes that accompanied it.

The base of the sequence consists of an "Lemian" gravelly rubified paleosol, which was truncated by erosion. Upon it lie solifluction deposits composed by loess material including lithorelicts and pedorelicts derived from the erosion of the underlying paleosol (CREMASCHI, in press). Moving

upwards, these deposits grade into actual loess which, in the upper part, is rich in organic matter produced by the evolution of a chernozem-type soil.

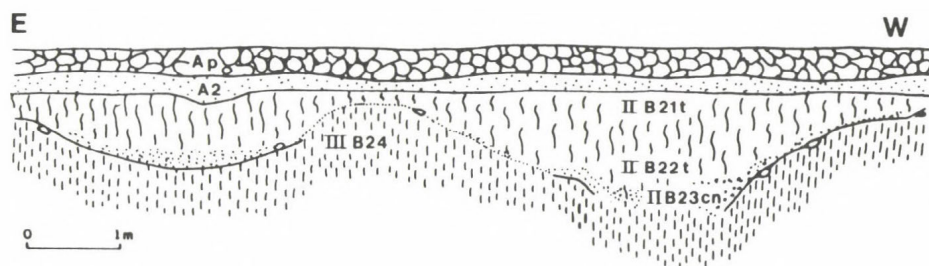


Fig. 6: The stratigraphic sequence of the Ghiardo site; the Ap, A2, IIB21t, IIB22t and IIB23 cn horizons are developed in loess

The succession of paleo-environmental phases documented in this sequence is as follow:

- truncation of the 'interglacial' paleosol due to general deterioration of the climate and consequent erosion of the soil.
- solifluction of loess material and material derived from the degradation of the underlying soil; this phase probably coincides with the pleniglacial period, in cold but damp climate.
- loess sedimentation, in a dry and cold environment.
- development of chernozem type soil on the loess deposit, due propably to damper, perhaps more temperate conditions, in an interstadial period.

The restoration of glacial conditions is indicated by the positioning of the moraine at the top of the sequence.

The sequence of phases displayed in the Val Sorda outcrop can be said to be the same for all Late Pleistocene loess deposits along the Alpine fringe and in shelters and caves of the Pre-Alpine area. Generally, however, the loess stratigraphically corresponding to that of the Val Sorda sequence is not covered by thick sedimentary cover, but by a thin loess sheet (Bagaggera loess) which was not thick enough to isolate it from post-glacial soil forming processes (CREMASCHI, in press) (decalcification, clay translocation, hydromorphy and ferrolysis) which have completly can-

celled the older pedogenetic characteristics. The loess deposits covering fluvial and fluvioglacial terraces, moraine ridges, and karst plateaus are usually weathered into polygenetic hydromorphic alfisols (sols lessivés à pseudogley). Fragipan horizons, at times associated with Paleolithic artifacts, indicate, within the polygenetic soil profile in loess, the presence of buried surfaces, which were exposed during the Late Pleistocene (CREMASCHI et al., 1985; CREMASCHI, in press).

VAL SORDA SEQUENCE

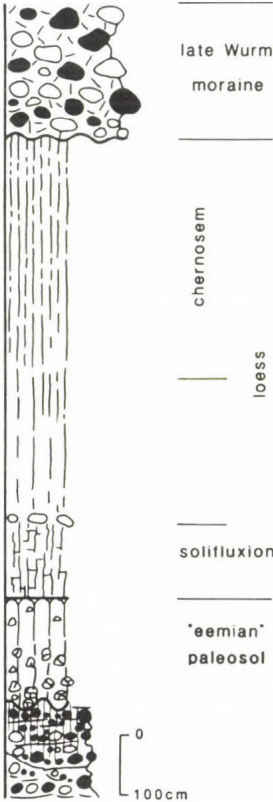


Fig. 7: The stratigraphic sequence of the Val Sorda

CONCLUSIONS

The loess deposition at the margin of the Po basin is a recurrent sedimentary process, at least from the early Middle Pleistocene on. The

early Middle Pleistocene loess has been rarely preserved and is generally buried and included in stratigraphic sequences. The loesses of the late Middle Pleistocene and Late Pleistocene are conserved over wide expanses; during these periods loess sedimentation has been very important and has affected the whole Alpine and Apennine fringe, the Pre-Alpine plateaus, and paleosurfaces within the Apennines. In the Late-glacial period, loess deposition is documented over a brief period (younger Dryas) and only in an area of limited extension within the Alps. The areas covered by eolian dusts during the Late Pleistocene surround the entire Po plain and work their way down along the Adriatic coasts to the $44^{\circ} 30'$ parallel. Loess deposits are particularly thick and extensive at the North-West end of the Po plain. Their source is the Late Pleistocene alluvial deposits of the plain.

We can formulate the hypothesis, based on the mineralogical composition and the geometrical setting of the loess deposits, that the prevailing winds which brought about their sedimentation were SE-NW at the Alpine fringe, and NW-SE at the Apennine fringe; various directions prevailed in the area immediately connected to the Pre-Alpine moraine systems.

Loess sedimentation in Northern Italy follows damp and cold pleniglacial periods and seems to correspond to dry and cold phases. It may be followed by interstadial periods during which chernozem-type soils developed upon the loess. These soils have sporadically been preserved, only when buried by thick sedimentary covers. Where the loess remains exposed, due to its modest thickness, postglacial soil forming processes, tend to cancel the previously acquired pedogenetic characteristics and transform the original texture of the loess.

REFERENCES

- BARTOLOMEI, G.-TOZZI, C. (1978): Nuovi dati stratigrafici sui depositi del Pleistocene medio ad Ochotona del Riparo di Visogliano, nel Carso di Trieste. - *Atti Accademia Nazionale dei Lincei*, 64, 490-497.
- BARTOLOMEI, G.-CATTANI, L.-CREMASCHI, M.-PASA, A.-PERETTO, C.-SARTORELLI, A. (1980): Il Riparo Mezzena (Stratigrafia del Deposito, sedimenti, pollini, fauna, industria. - *Mem. Mus. Civ. di Storia Naturale di Verona*, 2. 102 p.

- BARTOLOMEI, G.-BROGLIO, A.-CATTANI, L.-CREMASCHI, M.-GUERRESCHI, A.-MANTOVANI, F.-PERETTO, C.-SALA, B. (1982): I depositi Wurmiani del Riparo Tagliente. - Ann. Univ. Ferr., sez. XV., Paleont. Um.Paletn., 61-105.
- BERNINI, M.-CREMASCHI, M.-TELLINI, C. (1980): La paleosuperficie di Selvapiana (Appennino reggiano): aspetti geomorfologici e paleopedologici.-In: University of Parma ed. Volume dedicato a S. Venzo, 77-97.
- BERTOLANI MARCHETTI, D. (1963-70): Clima e paleoclimax della pianura Padana Veneta. - Memorie di Biogeografia Adriatica, 8. 63-77.
- BIANCOTTI, A.-CORTEMIGLIA, G.C. (1981): Ritrovamento di loess sul "fluviale medio" dello Scrivia presso Novi Ligure. - Quaderni dell'Istituto di Geologia dell'Università di Genova, 107-125.
- BILLIARD, A. (1974): Paléosols quaternaires de l'alta pianura de Milan, interprétation stratigraphique et paléoclimatique. - Bull. Ass. Franc. - Etude Quat., 267-286.
- BOGNÁR, A. (1979): Distribution, properties and types loess and loess like sediments in Croatia.-In: Pécsi M. ed. Studies on Loess; Acta Geologica Academia Scientiarum Hungaricae, 22. 267-286.
- CHARDON, M. (1977): Premières Resultats d'une étude des formes karstiques et des dépôts superficiels du Plateau de Serle. Act. Int; Meeting of Karstology Nice-Verona Trento, 1975. - Studi Trentini di Scienze Naturali, s.B, 54. 149-161.
- COLTORT, M.-CREMASCHI, M.-PERETTO, C.-SALA, B. (1982): Il Paleolitico Inferiore nella Lombardia Orientale, nel Veneto, nell'Emilia Romagna e nelle Marche. - Acta 23. Riunione. Sc. IIPP. 123-146.
- CREMASCHI, M. (1978): Unità litostratigrafiche e pedostratigrafiche nei terreni quaternari pedeappenninici; loess e paleosuoli tra il fiume Taro ed il torrente Sillaro. - Geogr. Fis. Dinam. Quat., 1. 4-22.
- CREMASCHI, M. (1979): The loess of the central-eastern Po valley. Proc. 15th meeting "Geomorphological Survey and Mapping". Modena, 103-115.
- CREMASCHI, M. (1983): I loess del pleistocene superiore nell'Italia settentrionale. - Geog. Fis. Din. Quat., 6. 189-191.
- CREMASCHI, M.: Paleosols and vetusols in The Central Po Plain (Northern Italy); a study in Quaternary Geology and Soil Development. Thesis University of Amsterdam. (in press)

- CREMASCHI, M.-Peretto, C. (1977): I depositi quaternari di Bolzano, rio Groppo, Toscanella: sedimenti, paleosuoli, industrie. - *Annali Università di Ferrara*, 1-28.
- CREMASCHI, M.-CHRISTOPHER, C. (1984): Environment and palaeolithic settlements in Northern Italy during the middle Pleistocene the Ghiardo site. In: Malone C. Stoddart S. (eds.) *Papers in Italian Archaeology IV. The Cambridge Conference Part. 1^o: the Human Landscape*; BAR international series, 243. 87-104.
- CREMASCHI, M.-LANZINGER, M. (1984): La successione stratigrafica e le fasi pedogenetiche del sito epigravettiano di Andalo, i loess tardiglaciali della Val d'Adige. - *Preistoria Alpina*, 19. 179-188.
- CREMASCHI, M.-OROMBELLI, G.-SALLOWAY, J.C. (1985): Quaternary stratigraphy and soil development at the southern border of the Central Alps (Italy): the Bagaggera sequence. - *Riv. Paleont. Strat.*, 565-603.
- FERRARI, G.-MAGALDI, D. (1968): I paleosuoli di Collecchio (Parma) ed il loro significato. *Ateneo Parmense*. - *Acta Naturalia*, 57-92.
- FERRARI, G.-MAGALDI, D. (1974): Il problema dei loess. In: Gruppo di Studio del Quaternario padano, *Studio interdisciplinare del rilievo isolato di Trino-Quaderno*, 3. 244-247.
- FINK, J. (1969): Les progrès de l'étude des loess en Europe. - In: *La Stratigraphie des loess d'Europe-Supplément au Bulletin de la Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 3-12.
- FLINT, R.F. (1971): *Glacial and Quaternary Geology*. J. Wiley and Sons Inc, New York-London-Sydney-Toronto, 892 p.
- FORNO, M.G. (1979): Il loess delle Collina di Torino: revisione della sua distribuzione e delle sue interpretazione genetica e nonologica. - *Geogr. Fis. Dinam. Quar.*, 2. 105-124.
- FRAENZLE, O. (1965): Die pleistozäne Klima und Landschaftsentwicklung der nördlichen PO-ebene im Lichte bodengeographischer Untersuchungen. - *Akad. Wiss. Lit. Abh. Mat. Nat. Kl.*, 8. 336-456.
- FRAENZLE, O. (1969): Les loess rissiens et wurmiens de l'Italie du Nord. In: *La stratigraphie des loess in Europe. Supplement au Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 93-97.
- HAESAERTS, P. (1985): Les loess du Pléistocène supérieur en Belgique comparaisons avec les séquences d'Europe centrale. - *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 2/3. 105-115.

- MAGALDI, D.-SAURO, U. (1982): Landforms and soil evolution in some karstic areas of the Lessini mountains and Monte Baldo. - *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 5, 82-101.
- MANCINI, F. (1960): Osservazioni sui loess e sui paleosuoli dell'Anfiteatro orientale del Garda e di quello di Rivoli veronese. - *Atti Soc. It.Sc.Nat.*, 99. 221-250.
- MANCINI, F. (1969): Notizie sui paleosuoli e sui loess dell'anfiteatro occidentale e frontale del Garda. - *Atti Soc. It. Sc. Nat.*, 109. 185-219.
- OROMBELLI, G. (1970): I Depositi loessici di Copreno (Mi). - *Boll. Soc. Geol. It.*, 89. 529-546.
- PIGORINI, B. (1967): Aspetti sedimentologici del Mare Adriatico. - *Memorie della Societa Italiana di Scienze Naturali*, 16. 129-199.
- RIVA, A. (1957): Gli Anfiteatri morenici e le pianure diluviali tra Adda ed Olona. - *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia.*, 7. 93. p.
- SMALLEY, J.I. (1972): The interaction of great rivers and large deposits of primary loess. - *Trans. NY. Acad. Sci.*, ser. 2, 34, 534-542.
- UGOLINI, F.-OROMBELLI, G. (1968): Notizie preliminari sulle caratteristiche pedologiche dei depositi glaciali e flivioglaciali fra l'Adda e l'Olona in Lombardia. *Rend. Ist. Lomb. Acc. Sci. Lett., Classe di Scienze*, 102, 767-799.
- VENZO, S. (1965): Rilevamento geologico dell'anfiteatro morenico frontale le del Garda, dal Chiese all'Adige. - *Mem. Soc; It. Sci. Nat e Mus. Civ. St. Nat.* 81 p.

Address of author:

Mauro Cremaschi: C.N.R. Centro di Studio per la Stratigrafia e la Petrografia delle Alpi Centrali, Milano (Italy)

THE PERIGLACIAL PHENOMENA ON LOESS PLATEAU, CHINA

Liu Tung-sheng , Guo Xu-dong ,
Dong Guang-rong

SUMMARY

This paper is the first synthesized report on the studies of some fossil periglacial phenomena on the Loess Plateau in China. Five kinds of fossil periglacial phenomena were found: loess dunes, congelifolds, periglacial involution, ice wedges or sna (loess) wedges and congeliturbations. These fossil periglacials provided new reliable evidence for reconstruction of the ancient climate and environment in China, division and comparison of climatic strata since the Late Pleistocene and their genetic consideration. In particular, a new conception the "Loess Dunes" is first proposed. Undoubtedly, it can be important for further study of ancient periglacial process on the Loess Plateau.

In China, loess deposits occupy an area of $440,000 \text{ km}^2$, from which the Loess Plateau with thick loess accounts to $273,000 \text{ km}^2$ in the middle reaches of the Hunghe River. The Loess Plateau extends northward to about 40°N and southward to about 32°N in the southern piedmont of the Chinglin range (LIU TUNG-SHENG-AN ZHI-SHENG, 1985) (Fig. 1).

On the basis of recent studies we suggest that the loess is a product formed under arid and cold climatic conditions in the Quaternary, and some paleosols in the loess are representative of the warm and humid climate (LIU TUNG-SHENG et al., 1985). According to LIU TUNG-SHENG and AN ZHI-SHENG (1985), the annual mean temperature was 0°C or below during the deposition of the Malan loess and annual precipitation reached 200-300 mm (LIU TUNG-SHENG-AN ZHI-SHENG, 1985). In the whole Quaternary period, the global climate have fluctuated many times, and some continental ice sheets

appeared at high latitudes in North America and Europe. In the periphery of continental ice sheets many periglacial processes have occurred extensively in that time. How the global climatic pattern affected the China Loess Plateau? This is a very interesting problem. Based on the finding of some geological phenomena on the Loess Plateau, we attempted to show the possibility and generality of the existence of periglacial processes.

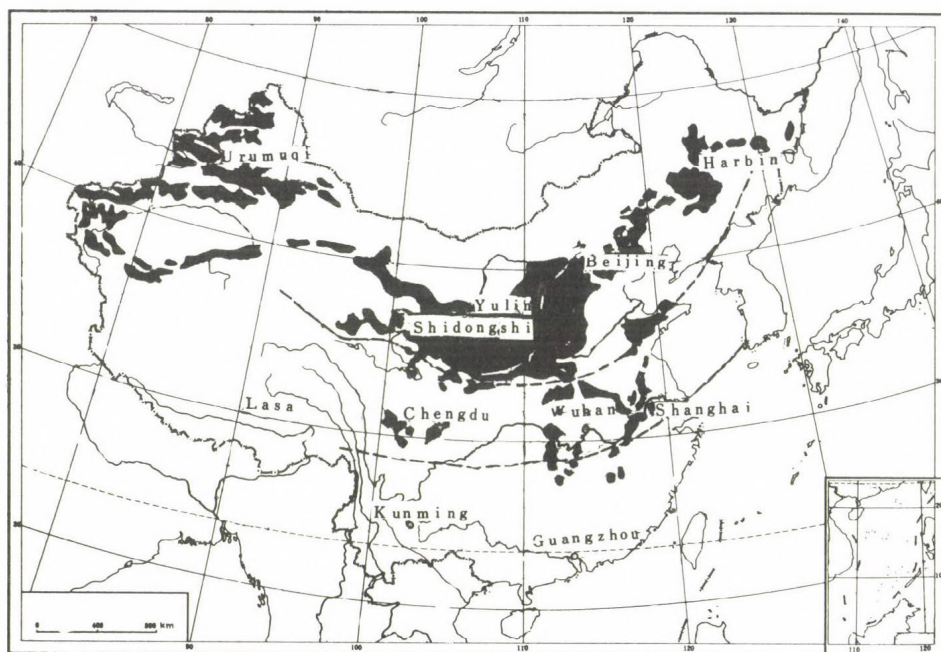
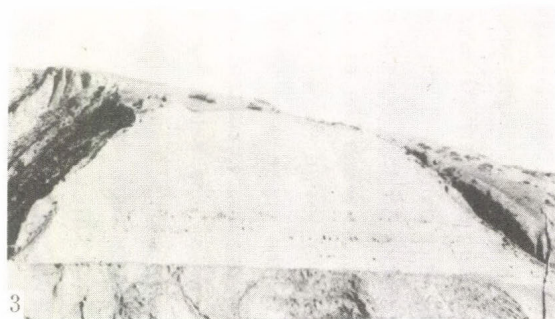
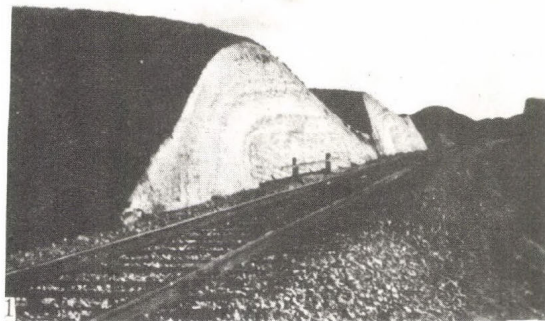


Fig. 1: Sketch map showing the loess distribution in China

During the loess-forming period the climatic conditions were relatively dry-cold. Within the loess layer, the macroporosity is developed. The fauna was mainly cavedwellers, rodents. In the Pleistocene the flora was mainly forest-steppe and steppe plants on the Loess Plateau, because of lesser precipitation and lower permeability of the soil layers, and thus the water content was lower than that in other deposits. Therefore, even if the temperature was low in the loess region, some periglacial phenomena, such as ice or sand (soil) wedges and involutions could not easily appear in a loess layer. But some fossil periglacial phenomena were observed only

in lowlands or on the slopes of topographic uplifts of the Loess Plateau.

It is remarkable, that in 1957 LIU TUNG-SHENG, observed some relics probably similar to periglacial phenomena which are present in a number of loess profiles along the roadcuts near the Shidongshi Railway Station, 60 km to the north of Lanzhou city. This location is at an altitude about 1000 m on the west Loess Plateau (104° E, 36.5° N), the recent annual average temperature and precipitation are about 10°C and about 500 mm, respectively. It belongs to a semi-steppe zone. Bedrocks in the loess profiles are Carboniferous and Permian limestone series, in which the eroded paleotopographic surface became the buried hills with gentle slopes which were covered by loess and loess-like deposits. In the upper part of the profiles, the Late Pleistocene Malan loess is greyish white, unstratified, lithologically uniform, and 20 m thick or more. Below the Malan loess, there is a suite of loess-like deposits, which have bended in consistence with the basement relief, and intercalated with clayey beds. These interbeds display irregular beddings and varying thickness. They are irregular sediments, usually with thicknesses from several cm to several mm. The loess is yellow and about 10 m thick. The clay is partly greyish green, and its beds were deformed clearly in consistence with the underlying paleotopographic surface (Photos 1-3). Judging from the background of geological structure, some outcrops on hillocks in less distance show their inclined bedding, which is not related to any bedrock structure. Thus, the bending deformation of the loess layers cannot be formed by the neotectonic movement. Secondly, the bending phenomenon of the loess is not continuous. The thickness is also varying. The loess layers incline towards both sides of the hillocks and their dip angle exceeds 20-30° or more, the top of the loess layers is of arch shape. Therefore, they were not formed by fluvial origin. Moreover, these bending loess forms some regular arcuate formations, although being unstable, but still very clear, and not suffered strong turbulence and faulting. These could not be produced by recent and ancient earthquakes. This bending phenomenon of the loess is possibly interpreted as a result of material differentiation on the surface caused by temporal surface flow of seasonal thawing of snow during the cold stages. The resulted deposits are of interbedding of coarse and fine-grained sediments in a direction corresponding to the ancient topographic surface. After the deposition silt has been transported



Photc: 1=Profile across several loess dunes of the Late Pleistocene Malan loess near the Shidongshi Railway Station; 2=profile across one of the loess dunes shown in photo 1; 3=profile across another loess dune near the Shidongshi Railway Station; 4= profile across ice wedges or sand (loess) wedges on the ridges on the central western Ordos Plateau

by wind to form "loess dunes", especially near the western part of eastern margin of the Tengger Desert under the appropriate topographic conditions. The strong congeliturbation under that geomorphologic conditions led the sediments to form the bedding structure with traces of migration of loess at short distance. This fact suggests that periglacial phenomena may exist in the western part of the Loess Plateau. The first discovery of fossil periglacial in the Loess Plateau indicates that it may be preserved more easily in the undulatory microgeomorphologic conditions, under which underground water has been collected, and discharged differently. The loess deposition was followed by cooling climate. Some other geological phenomena could be resulted from the congeliturbation, especially some congeliturbation phenomena appeared always in the "loess dunes". Undoubtedly, this is one important problem for further study of ancient periglacial processes in the Loess Plateau.

GUO XU-DONG (1984) reported some frozen ground phenomena formed in eastern and northern parts of China during the Pleistocene. Three kinds of fossil periglacials have been found: congelifolds, periglacial involution and congeliturbation. The congelifolds were found in the fluvial-lacustrine deposits in the middle part of the Nihewan Group (Q_1 , Early Pleistocene); the periglacial involution was found in the fluvio-lacustrine deposits at the top of the Nihewan Group (Q_3 , Late Pleistocene). The congeliturbation was found in the eolian deposits at the top of the Malan loess. Based on the fossil periglacial phenomena, we can distinguish the periglacial and interperiglacial stages during the Pleistocene. These indicate the climatic alternative change of periglacial and interperiglacial stages in the northern part of China.

In the present time one of the authors, DONG GUANG-RONG (1985), reported some fossil periglacial phenomena in the Ordos Plateau since the Late Pleistocene. Two of kinds fossil periglacials have been found: congelifolds and fossil sand (loess) wedges (Photo 4) in the strata of the studied area (Fig. 2). The former is mainly found in limnic strata. The congelifolds occur at the top of the Salawusu Formation (Q_3), in the Middle Chengshuan Formation (Q_3^3) and at the bottom of the Dishaogouwan Formation (Q_4) in the southeastern depression along the Salwusu river, among them the largest and widest congelifolds are in the Middle Chengchuan Formation. Moreover,

these can also be found in certain horizons near the loess hilly areas along the Yulin and Salawusu rivers. The sand (loess) wedges are mainly present in the Tertiary mudstone or red soil, Lower-Middle Pleistocene loess or the lower part of Late Pleistocene sand (soil) gravel layers and on the top of the Middle Chengshuan Formation in the dry denuded highlands, flatlands and the lower part of low-ridge lands extending to the depressions.

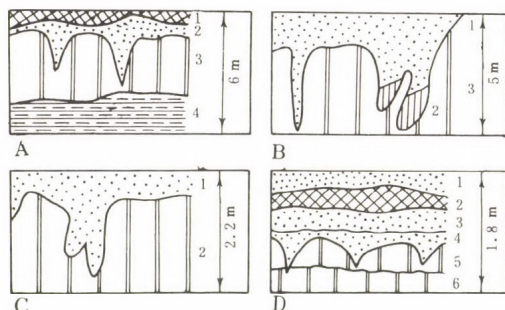


Fig. 2: Profiles across fossil sand (loess) wedges on the ridges on the western central Ordos Plateau. A = Ice wedges filled by eolian sand; B = Ice wedges filled by loess and eolian sand; C = Ice wedges filled by eolian sand; D = Ice wedges filled by eolian sand

According to the morphological characteristics of the profiles, these folds and wedges cannot be genetically related to the tectonic movement, fluvial erosion, sedimentation, glacier, mudflow, landslide and dry cracking of the ground surface. However, these are related to the stratum deformation or disturbance caused by seasonal inhomogeneous freezing processes during long times in the permafrost area. The large and moderate congelifolds and sand (loess) wedges are less developed. They are related to the seasonal processes of the permafrost, and other congelifolds located in the Middle and Lower Holocene strata, and the small sand (loess) wedges located in the Upper could possibly be formed under the conditions of deep seasonal frozen earth and even permafrost. Based on the C^{14} dating, these fossil periglacial phenomena could be formed in the Early Würm glacial stage, in the Late Würm glacial stage at the beginning of a new glacial stage

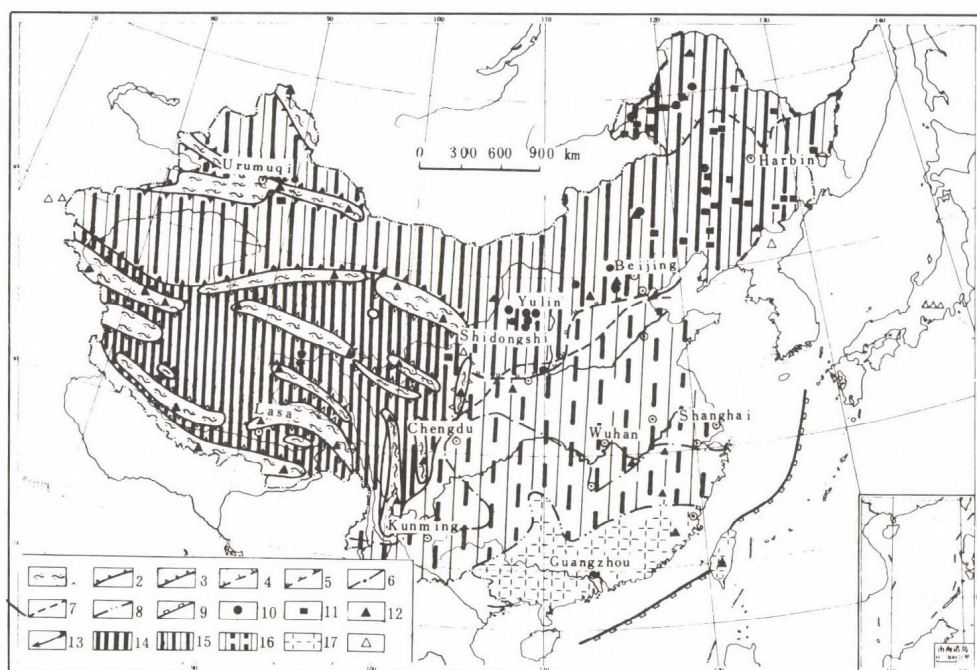


Fig. 3: Sketch map showing the Quaternary glacial climate and environment in China

1 = Snow and glacial area; 2 = boundary between the glacial and non-glacial area; 3 = extent of glacial activity; 4 = southern boundary of recent latitudinal permafrost; 5 = southern limit of latitudinal permafrost during glacial epochs; 6 = southern limit of recent seasonal frozen ground; 7 = southern boundary of recent seasonal frozen ground at a depth of 0.5 m; 8 = southern limit of seasonal frozen ground during Pleistocene glacial stages; 9 = location of lowest shore-line during the last glacial stage; 10 = locations of fossil periglacial phenomena in the Pleistocene glacial period; 11 = locations of *Mammuthus primigenius* in the Late Pleistocene glacial stage; 12 = mountain peaks; 13 = southern limit of recent sea ice; 14 = plateau permafrost area during Pleistocene glacial stages; 15 = latitudinal permafrost area during the Pleistocene glacial period; 16 = seasonal frozen ground area during the Pleistocene glacial epoch; 17 = southern limit of latitudinal seasonal snow area

and and a short glacial substage. It shows that during these periods the studied area was influenced by the fluctuation of cold climate of the four glacial stages of the Northern Hemisphere.

Recently, based on the recent investigations and many new results, (GUO XU-DONG, 1986) has compiled a map of the Quaternary glacial climate and environment in China (Fig. 3). The map shows that the permafrost has developed widely in the broad continental area of northern China during the Pleistocene glacial stage, when cold weather prevailed. The southern limit of modern permafrost in northeast China corresponds approximately to the 0- -2°C isotherm. The northern border reaches 48-50° N. The southern boundary of permafrost during Pleistocene glacial stage could migrate southwards reaching 38° N near Beijing city and 32° N in the northern pediment of Chinglin range in southern part of the Loess Plateau. The southern limit of seasonal frozen earth migrated from 25° N southward to 20° N. The southern boundary of seasonal snow in winter of glacial reached Taiwan Island and northern coast of the South China Sea.

Summarizing the above-mentioned facts, some fossil periglacial phenomena were found on the Loess Plateau of North China in connection with other evidence of fossil periglacial phenomena found in the periphery of the Loess Plateau. We suggest that the periglacial process during the Pleistocene glacial stage not only existed, but was widely distributed, too. It is an important problem for further study.

Finally, authors express cordial thanks to professor Márton Pécsi, professor Eduard A Koster, and professor Pierre Rongnon, for their valuable suggestions when we discussed the cryogenic deformation of loess and the concept of "loess dunes", and also express cordial thanks to professor Shen De-fu, for his help to correct this English paper.

REFERENCES

- LIU TUNG-SHENG-AN ZHI-SHENG (1985): The loess-paleosol sequence in China. - Episodes, 8.
- LIU TUNG-SHENG et al. (1985): Loess and the environment, China Ocean Press, Beijing.

- GUO XU-DONG (1984): A preliminary study on Quaternary climate in China.
- Journal of Glaciology and Cryopedology, 6. 1.
- GUO XU-DONG (1986): Preliminary study on the Quaternary glacial climate and environment in China. (unpublished).
- DONG GUAN-RONG et al. (1985): The phenomenon of fossil ice margins and its significance in climatic stratigraphy on the Ordos Plateau since the Late Pleistocene. - Geographical Research, 4. 1.

Address of authors:

Liu Tung-sheng: Institute of Geology, Academia Sinica, China

Guo Xu-dong: Institute of Geology, Academia Sinica, China

Dong Guang-rong: Lanzhou Institute of Desert Research, Academia Sinica, China

NEW APPROACH TO THE PLEISTOCENE LAND SNAILS

D.-D. Rousseau

ABSTRACT

Up to now, Pleistocene terrestrial malacofaunas were not studied with multivariate analyses. Nevertheless, the diversity of the species and the abundance of the individuals are good elements for that type of study. Multivariate analysis allows to take into account the ecology of species to approach palaeoenvironments in concrete terms. From these results, it is possible to visualize palaeoclimatic curves for the considered periods. This new method carries out improvements to the latest semi-quantitative processings, widely used in Europe after V. Ložek and R. Fuhrmann's works.

INTRODUCTION: Land snails and Pleistocene geology

At present time in a determined place, land snail species constitute biological communities, associations, whose ecological meaning is particularly precise. They contain characteristic species of the local environment (forest elements if there are bushes or trees, steppic or grassland ones in open ground). But there are also species whose presence is due to a great capacity of adaptation to a wide variety of biotops or to the occurrence of microbiotops which allow their development. Such associations are therefore particularly representative of the environment where they live.

On a larger scale, the associations are also representative of the area, of the geographic region where they develop. Western Europe for example has a great diversity of biotops marked by the occurrence of a lot of varied malacological associations. Their composition results from the interaction between habitat, geographical distribution of the species and climate (PEAKE, 1978).

The Pleistocene malacological associations are also good indicators of palaeoenvironments as far as a lot of fossil species have recent rep-

representatives living without having changed their ecological requirements (LOŽEK, 1964; PUISSÉGUR, 1976; WALDEN, oral communication). It is therefore possible, from the present individuals, to know the biology of the fossil ones (GERMAIN, 1930; KERNEY — CAMERON, 1979; ADAM, 1960; FAVRE, 1927; MERMOD, 1930, ZILCH — JAECKEL, 1960; GEYER, 1927).

By their geographic position, European countries are at the parting of mediterranean, boreal, continental and atlantic influences. These determine in the present a similar climate to that of an interglacial, especially in the mean part of that country. However, preferential influences of one or more of these components during the Pleistocene have led to significant variations of climate. These influences have profoundly disturbed environmental equilibria leading to modifications in the distribution of the species. In their way, during the Pleistocene, European terrestrial malacofaunas have set out a dynamical distribution depending on the climatic factors. In these conditions, the present distribution of boreo-alpine (*Columella columella*, *Vertigo genesii*), euro-siberian (*Succinea putris*), alpine (*Pupilla alpicola*, *Vertigo alpestris*, *Eucobresia kochi*, *Aegopis veticillus*), boreal (*Vertigo parcedentata*) and north-asiatic species (*Vallonia tenuilabris*) endow their occurrence in the Pleistocene series of Middle Europe with a climatic significance as much in Western (PUISSÉGUR, 1976) as in Central Europe (LOŽEK, 1964). In the north or east of France, for example, the immigration of the mentioned species express the existence of ecological conditions closed to cooling making the environment favourable to their development and proliferation. Within the European Pleistocene periglacial area, it is possible therefore to research to give prominence to the succession of climatic cycles from the relative frequencies of land snails species.

Usually, the composition of malacological associations is very variable. Interglacial periods are characterized by a high content of species among which the forest ones are well represented. However, as soon as the climate begins to break, there is a reduction of the number of species (5-10) nevertheless still rich in individuals (PUISSÉGUR, 1978). The abundance of such a material, well represented in the Quaternary series, is particularly favourable for quantitative treatment.

HISTORICAL REVIEW: The semi-quantitative analyses

Based on his observations, J. FAVRE (1927) proposed to group together the land snails which presented similar ecological conditions into different "faunules".

Taking up again the works of FAVRE (op. cit.) and GERMAIN (1930), V. LOŽEK (1964) developed a method based on the comparison of relative frequencies of extant species in two associations. The taxa are grouped together into ten groups corresponding to particular ecological conditions: forest, open ground to aquatic. But the main progress compared to Favre's work is the analysis of the numerical results by the drawings of spectra. For one stratigraphical level two spectra are established: one for the percentage of species and the other for the percentage of individuals representing each ecological group. This method is widely used in Europe (LOŽEK, 1964; KOVANDA, 1968; STWORZEWICZ, 1981; PUISSÉGUR, 1976,...). These ecological groups are not completely informative. They represent the main ecological characteristic of the concerned species but in a same group there can be species with opposite climatic requirements. For example, in the open ground group, number five, *Columella columella* reveals cold climatic conditions while *Vallonia pulchella* indicates a more temperate climate.

In 1973, R. Fuhrmann proposed to present the numerical results like palynological diagrams: each ecological group is represented separately. Ecological ratios, for example woodland to open ground species or *Carycium* ratio (*C. tridentatum*/*C. minimum*), are calculated (see also, for example, KROLOPP in BRUNNACKER et al., 1980). To improve the climatically predictive value of the analysis, R. Fuhrmann proposed to eliminate the climatically indifferent ecological groups. T. MEIJER (1985) proposed to improve Fuhrmann's concept by adding, parallel to the ecological classification, another one: a climatic classification. This classification is derived from the recent distribution of species provided by KERNEY, CAMERON and JUNGBLUTH (1983). He recognizes three main groups: 1, species extending north of the arctic circle; 2, species having a northern limit at the arctic circle or not far south of it and 3, species reaching only the southern most part of Scandinavia or confined to the European mainland. These two classifications are more informative than Lozek's classification by itself.

The more important point is that these methods are limited as far as they only allow the comparison of one level (or association) with the immediately overlying one. It is never possible to have a global, and in consequence a really dynamic, approach to the problem. The lecture of diagrams requires from the specialist the integration of a lot of information among which a selection is usually necessary.

A NEW APPROACH: The statistical analyses

In attempt to answer to the different critiques previously commented, a new method is proposed for the malacological analyses, based on multivariate studies (ROUSSEAU, 1985, 1986, in press; LAURIN and ROUSSEAU, 1985). Among the statistical packages, the correspondences analysis (BENZECRI et al., 1973; GREENACRE, 1984) has been preferred to the principal component analysis advocated by J. IMBRIE and N. NEWELL (1964). The former has been used in the study of associations of other organisms (BLANC et al., 1972, 1975). The correspondence analysis method allows a simultaneous and identical analysis of the variables (in the present case, the species) and of the observations or individuals (the associations or the stratigraphical level from which the association comes). According to this principle, a simultaneous plot diagram of the species and of the associations is obtained. In this way, it is possible to integrate all the information provided by each species. The correspondence analysis permits to take into account the ecological and the climatic significances of the species for the interpretation of the malacological associations. In the diagrams, species and associations are always plotted according to ecological (*sensu lato*) parameters: temperature, hygrometry, ... To improve the conclusions, it is completed with a cluster analysis, based on the results of the factor analysis. This complementary study allows to group the associations together. In this way, the association containing reworked faunas is easily detected. Furthermore as each group of malacological associations indicates a very precise environment, the great biotopic diversity observed in the present time, can be more easily approached (for more details about the method see ROUSSEAU, in press).

The statistical analysis thus offers the possibility to study the

associations in a determined sequence by testing their global paleoecological and palaeoclimatic significances. The results obtained are in these conditions statistically objective. They can be immediately replaced in the local or regional stratigraphical context.

Such an analysis is particularly interesting in the loessic sequences where, sometimes, in one section it is possible to follow several climatic cycles. This is the case of the reference sections of Krems, Červený Kopec, Paks... in Central Europe. This new approach to the Quaternary land snails has been tested in several sections in France (ROUSSEAU, 1985) among which Tourville, Normandy, (ROUSSEAU, 1986a), Biache - Saint - Vaast, Artois, (Rousseau and Puisségur, submitted for publication) and Achenheim, Alsace, (ROUSSEAU, in the press) can be mentioned.

Achenheim, a typical example of the statistical analysis of Quaternary land snails

Similarly to its equivalents in Central Europe, the sequence of Achenheim (Middle and Upper Pleistocene) is very rich in malacofaunas. All the levels have a lot of molluscs, mainly pulmonate gastropods (numerous species rich in individuals).

The sequence of Achenheim reveals the succession of five climatic cycles each of them composed by a basis pedocomplex (interglacial soil + humiferous soils complex) overlayed with stratified loamy sandy formations facies comparable to that of pelletsands or "lehmbröckelsande", and above the loess (HEIM et al., 1982; LAUTRIDOU et al., 1985, 1986; SOMMÉ et al., 1986).

195 associations or stratigraphical levels, described by 61 species, have been analysed (ROUSSEAU, in the press). In the correspondences analysis, the first factor plane (axes 1 and 2) shows that the plot of the species and of the associations is not due to coincidence. The first axis discriminates from the right to the left, species and associations characteristic of an open temperate woodland to species and associations characteristic of cold pleniglacial open ground environments (Fig. 1). In fact, a thermal gradient parallel to this axis is determined. On the second axis, the distribution of the species and of the associations depends on moisture

gradient. Below, they are characteristic of a very damp environment like marsh. Above, a dry grassland is revealed (Fig. 1).

Thus, the species and the associations are plotted between these four major poles according to their ecological requirements and to the ecological properties of the biotops (Fig. 1). Nevertheless these results, centered to climatic parameters, are not enough to reconstruct the palaeoenvironments.

The cluster analysis, built up from the results of the correspondences analysis, allows to define 13 groups of associations representative of particular environments:

interglacial environments:

- open forest,
- arboreal grassland with variable humidity slightly damp or damper,

transitional environments:

- non arboreal grassland with variable humidity: not very damp or damper,
- dry grassland,
- cold grassland with variable humidity: slightly damp, damper or even marshy,

pleniglacial environments:

- cold sparse vegetated places with a variable moisture: low humidity (proto loess steppe); high humidity (proto tundra); marshy,
- tundra (so-called *Columella* fauna) or steppe (so-called *Pu-pilla* fauna).

Subsequently a global and dynamical interpretation is proposed after plotting each association in its stratigraphical position. The variations of temperature are drawn taking into account the coordinates of each association on the thermal gradient. Changes in the environments are presented in the same manner (Fig. 2.). This type of analysis allows to reconstruct the climatic evolution of Achenheim during a period corresponding to the last five glacial cycles F, E, D, C and B.

During cycle F, the incomplete data correspond to the fluvial sequence of the Rhine terrace. At the top a strong cooling occurs immediately followed by a warming which belongs to an interglacial complex cited in the literature but not seen on the field because of the quarry development.

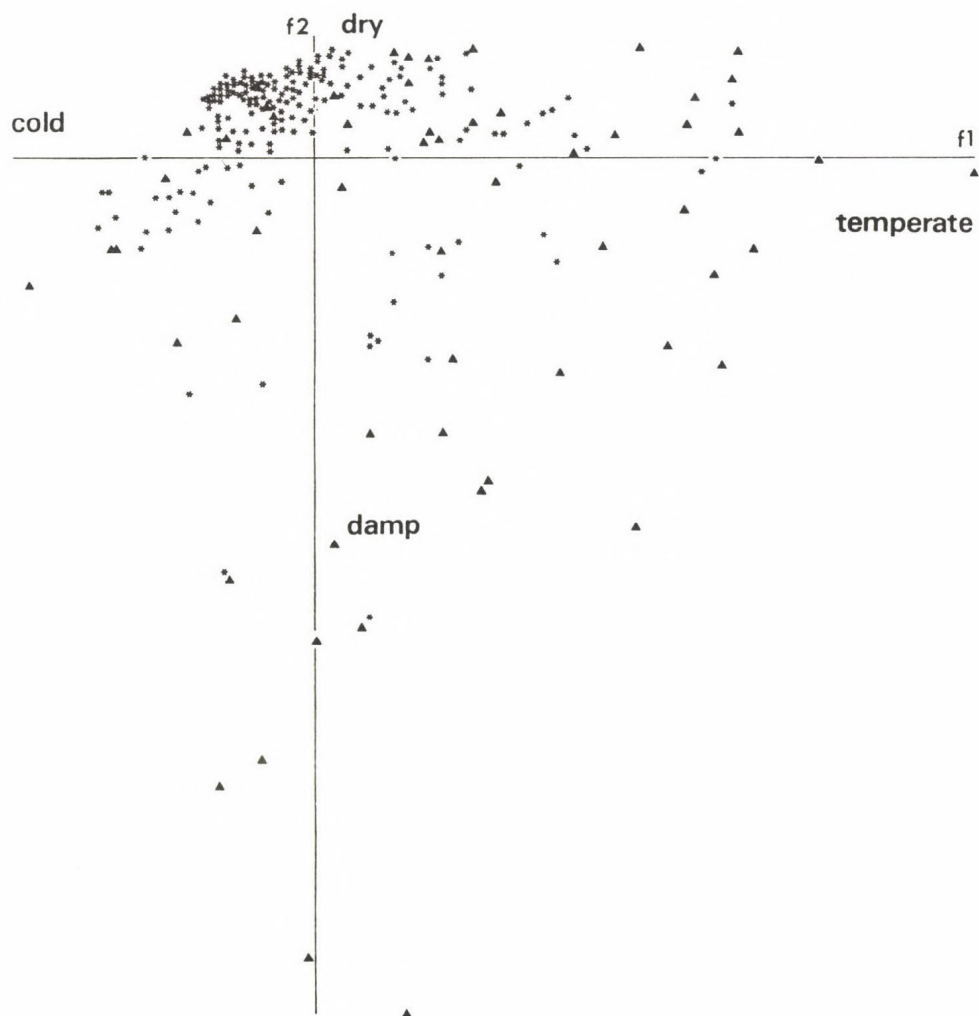


Fig. 1: Correspondences analysis of the malacofaunas of Achenheim. Plot of the species (variables) and of the malacological associations on the first factor plane (axes 1-2). From the ecological characteristics of the species and the composition of the associations, four poles are determined: temperate to cold(temperature gradient parallel to the first axis); dry to damp and marshy(moisture gradient parallel to the second axis). The temperate pole is characterized by forest species, all the others correspond to an open ground environment. Species are materialized by triangles, associations by stars

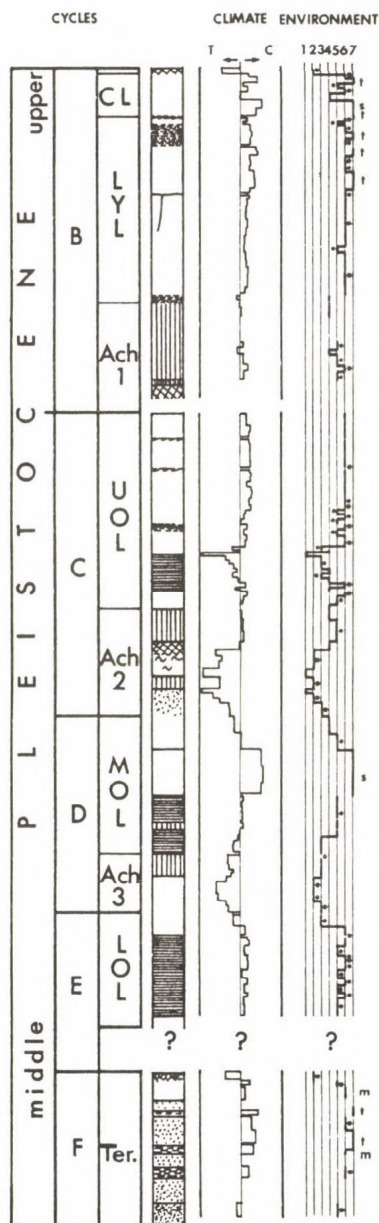


Fig. 2: Litho- and climatostratigraphy of the Achenheim sequence. On the left, litho-stratigraphic column: Ter.= terrace, LOL= Lower Older Loess, MOL= Middle Older Loess, UOL= Upper Older Loess, LYL= Lower Younger Loess, CL= Cover Loess, Ach1,2,3= interglacial pedocomplexes Achenheim 1,2,3 (1=loess 2= bedded formations, 3= colluvium, 4= fluviatile sands, 5= soils and humiferous deposits, 6= Bt soil horizon, 7= frost wedges). In the center, climate: plot of the associations on the first axis of the correspondences analysis assimilated to a thermal axis (t= temperate, c= cold). On the right, environment: 1= open forest, 2= arboreal grassland, 3= non arboreal, 4= dry, 5= cold grasslands, 6= cold sparse vegetated places, 7= tundra or steppe (dark circle= less damp, dark star= damper, m= marshy, s= steppe, t= tundra). (from ROUSSEAU, 1986 modified)

The sequence of the cycle E is incomplete at its base (Lower Older Loess). The optimum pleniglacial coolings are not very important as they occur in bedded formations.

The sequence of the following cycle, D (Middle Older Loess), indicates a similar composition with those homologous in central Europe: a colluvium overlayed by an humiferous soil, bedded deposits and a loess. The maximum of the cooling is observed in the loess and is characterized by a *Pupilla* fauna. This fauna has been described in Central Europe in a synchronous position (Červený kopec) (KUKLA, 1977).

The sedimentary sequence of the cycle C (Upper Older Loess) is identical to its homologous of central Europe. It reveals the same pedosedimentary sheet: colluvium laterally with a humiferous loam, a brown soil, a humiferous soil, a so-called "marker", bedded formation and loess. The analogy in the sedimentary sequences is also observed for the climatic history revealed by the malacofaunas. The characteristics of the maximal cooling are given by *Columella columella* fauna indicating a tundra environment.

With the last cycle B (Younger Loess = Weichselin), new conditions appear. The evolution of the malacofaunas does not show the classical succession as in Central Europe. This fact is corroborated by the stratigraphical analysis. The possibilities of direct lithostratigraphical correlations (facies and marklines) allows to group together Alsace with the North-western Europe domain.

The palaeoclimatic curves obtained by this method are objective (Fig. 2). They can be compared with others built from different materials and with other quantitative methods. In this way, the results of Achenheim have allowed to compare the continental and oceanic pleniglacial periods during the last cycles (LAUTRIDOU et al., 1986; SOMMÉ et al., 1986). One of the conclusions obtained is that in continental sequences, the pleniglacial periods, as shown in Achenheim, are more detailed than in oceanic series.

CONCLUSION

This new method of analysis allows to reconstruct quantitatively the evolution of environments and of climates during the Quaternary. With

this method variations of temperature and environments can be clearly defined. Concerning temperature, the oscillations are determined by a global comparison of the associations without any *a priori* data on the occurrence of one or another species. Such results may well provide, on good bases, the possibility of correlating oceanic and continental sequences as well as to characterize global biogeographical events (ROUSSEAU, 1986b).

ACKNOWLEDGEMENTS

I wish to thank gratefully Lyne Siino and Paloma Sevilla for English writing assistance. This investigation is supported by CNRS and is a contribution to theme 5 of UA CNRS 157.

REFERENCES

- ADAM, W. (1960): Mollusques terrestres et dulciquoles. - In: Faune de Belgique, Mollusques, 1, Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Bruxelles. 402 p.
- BENZECRI, J.P. and collaborators (1973): L'analyse des données. II. L'analyse des correspondances. Dunod edit., Paris. 619 p.
- BLANC, F.-BLANC-VERNET, L.-LE CAMPION, J. (1972): Application paléoécologique de la méthode d'analyse factorielle en composantes principales: interprétation des microfaunes de foraminifères planctoniques quaternaires en Méditerranée. 1. Etude des espèces de Méditerranée occidentale. - *Téthys* 4, 761-778.
- BLANC, F.-BLANC-VERNET, L.-LAUREC, A.-LE CAMPION, J.-PASTOURET, L.(1975): Application paléoécologique de la méthode d'analyse factorielle en composantes principales: interprétation des microfaunes de foraminifères planctoniques quaternaires en Méditerranée. 1. Etude des espèces de Méditerranée orientale. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 18, 293-312.
- BRUNNACKER, K.-JÁNOSSY, D.-KROLOPP, E.-SKOFLEK, I.-URBAN, B. (1980): Das jungmittelpleistozäne Profil von Süttő 6 (Westungarn). - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 30. 1-18.

- FAVRE, J. (1927): Les mollusques post-glaciaires et actuels du Bassin de Genève. - Mémoires de la Société de Physique et d'Histoire naturelle de Genève, 40, 171-434.
- FUHRMANN, R. (1973): Die spätweichselglaziale und holozäne Molluskenfauna Mittel- und Westsachsens. - Freiburger Forschungshefte, C 278, 1-121.
- GERMAIN, L. (1930): Faune de France. Mollusques terrestres et fluviatiles. 21-22, Lechevallier, Paris. 893 p.
- GEYER, D. (1927): Unsere Land und Süßwasser-Mollusken. K.G. Lutz' Verlag, Stuttgart. 235 p.
- GREENACRE, M.J. (1984): Theory and applications of Correspondences Analysis. Academic Press, London.
- HEIM, J. - LAUTRIDOU, J.P. - MAUCORPS, J. - PUISSÉGUR, J.J. - SOMMÉ, J. - THÉVENIN, A. (1982): Achenheim: une séquence type des loess du Pléistocène moyen et supérieur. - Bulletin de l'Association française d'Etude du Quaternaire, 10-11, 147-159.
- IMBRIE, J. - NEWELL, N. (1964): Approaches to Paleoecology. John Wiley and Sons, New York. 432 p.
- KERNEY, M.P. - CAMERON, R.A.D. (1979): A field guide to the land snails of Britain and North West Europe. Collins, London. 288 p.
- KERNEY, M.P. - CAMERON, R.A.D. - JUNGBLUNTH, J.H. (1983): Die Landschnecken Nord- und Mitteleuropas. Paul Parey, Hamburg. 384 p.
- KOVANDA, J. (1968): Nové vyznamné nálezky pleistocenních mekkýšů z Předmostí u Přerova. - Antropozoikum, 5, 33-60.
- KUKLA, G.J. (1977): Pleistocene land-sea correlations. 1. Europe. - Earth-Sciences Review, 13, 307-374.
- LAURIN, B. - ROUSSEAU, D.D. (1985): Analyse multivariée des associations malacologiques d'Achenheim. Implications climatiques et environnementales. - Bulletin de l'Association française d'Etude du Quaternaire, 21, 21-30.
- LAUTRIDOU, J.P. - SOMMÉ, J. - HEIM, J. - PUISSÉGUR, J.J. - ROUSSEAU, D.D. (1985): La stratigraphie des loess et formations fluviatiles d'Achenheim (Alsace): Nouvelles données bioclimatiques et corrélations avec les séquences Pléistocènes de la France du Nord-Ouest - Bulletin de l'Association française d'Etude du Quaternaire, 22-23, 125-132.
- LAUTRIDOU, J.P. - SOMMÉ, J. - MAUCORPS, J. - PUISSÉGUR, J.J. - ROUSSEAU, D.D. - THÉVENIN, A. - VAN VLIET-LANOË, B. (1986): Corrélations entre sédiments quaternaires continentaux et marins (littoraux et profonds) dans le

- domaine France septentrionale-Mance. - Revue de Géologie dynamique et de Géographie physique, 27, 105-112.
- LOŽEK, V. (1964): Quatärmollusken der Tschechoslowakei. - Rozprawy Ustředního ústavu geologického, 31, 1-374.
- MEIJER, T. (1985): The pre-weichselian non-marine molluscan fauna from Maastricht-Belvédère (southern Limburg, The Netherlands). - Mededelingen rijks geologische dienst, 39, 76-103.
- MERMOD, G. (1930): Invertébrés de la Suisse. Gastéropodes. 18. Georg et Cie, Genève. 583 p.
- PEAKE, J. (1978): Distribution and ecology of the Stylommatophora. Pulmonates, V.Fretter-J.Peake (ed), 2A, 427-526, Academic Press, London.
- PUISSEUR, J.J. (1976): Mollusques continentaux quaternaires de Bourgogne. - Mémoires géologiques de l'Université de Dijon, 3, 241 p.
- PUISSEUR, J.J. (1978): Les mollusques des séries loessiques à Achenheim. - Recherches géographiques à Strasbourg, 7, 71-96.
- ROUSSEAU, D.D. (1985): Structures des populations quaternaires de *Pupilla muscorum* (Gastropode) en Europe du Nord. Relations avec leurs environnements. Thesis Doctorat 3^{ème} cycle, Institut des Sciences de la Terre, Dijon, 133 p. (unpublished).
- ROUSSEAU, D.D. (1986a): Application de la méthode d'analyse factorielle des correspondances aux malacofaunes de Tourville (Saalien). - Bulletin du Centre de Géomorphologie de Caen, 31, 5-20.
- ROUSSEAU, D.D. (1986b): Intérêt paléobiogéographique de *Pupilla loessica* Lozek et de *Vallonia tenuilabris* (A. Braun) pour le Pléistocène Ouest-européen. - Comptes-rendus de l'Académie des Sciences, 303 ser. II, 257-262.
- ROUSSEAU, D.D.: Paleoclimatology of the Achenheim series (Middle and Upper Pleistocene, Alsace, France). A malacological analysis. - Paleogeography, palaeoclimatology, palaeoecology (in press).
- ROUSSEAU, D.D.-PUISSEUR, J.J.: Succession des environnements et évolution climatique du gisement de Biache-Saint-Vaast à partir de l'analyse de la malacofaune continentale. (submitted to the Monography of Biache-Saint-Vaast, A. Tuffreau and J. Sommé (ed.)).
- SOMMÉ, J.-LAUTRIDOU, J.P.-HEIM, J.-MAUCORPS, J.-PUISSEUR, J.J.-ROUSSEAU, D.D.-THÉVENIN, A. and VAN-VLIET-LANOÉ, B. (1986): Le cycle climatique du Pléistocène supérieur dans les loess d'Alsace à Achenheim. - Bulletin de l'Association française d'Etude du Quaternaire, 25-60, 97-104.

- STWORZEWICZ, E. (1981): Early Pleistocene land snails from Kielniki and Kozi Grzbiet (Poland). - *Folia Quaternaria*, 54, 43-77.
- ZILCH, A. - JAECKEL, S.G. (1960): *Weichtiere-Krebstiere-Tausendfüßler Mollusken*. Quelle and Meyer, Leipzig. 294 p.

Address of author:

Denis-Didier Rousseau: Centre des Sciences de la Terre, UA CNRS 157, Université de Bourgogne, 6 Boulevard Gabriel F-21 100 DIJON (France), and Loess INQUA Commission.

II. PERIGLACIAL STUDIES ON FIELD AND LABORATORY EXPERIMENTATION

HYDROLOGIC PROCESSES IN A GROUND ICE SLUMP, BANKS ISLAND, WESTERN CANADIAN ARCTIC

A.G. Lewkovicz - P.C. Graham

ABSTRACT

Hydrologic inputs to a ground ice slump on southwest Banks Island during the period June 1-July 23, 1984 were dominated sequentially by snowmelt, ice ablation and precipitation. Evaporation was the most important method for water to leave the slump. Surface discharges followed an arctic nival regime modified in mid-summer by continued low flows derived from the thawing of ground ice.

Source areas for runoff in the slump varied during the study. They were confined to the upper parts of the slump during snowmelt and ice ablation, but covered much of the floor during subsequent precipitation events. Runoff generating areas expanded during prolonged rainstorms indicating that the concepts of partial and variable source areas developed for non-permafrost basins are applicable to ground ice slumps.

INTRODUCTION

The majority of hydrologic studies in permafrost regions focus either on basin water balances (e.g. FLUGEL, 1983; MARSH and WOO, 1977; WOO et al. 1981) or on particular processes such as surface flow (e.g. LEWKOWICZ - FRENCH, 1982), evapotranspiration (e.g. ROUSE - STEWART, 1972; WOO, 1976) and streamflow (e.g. McCANN - COGLEY, 1972). By contrast, the hydrology of natural thermokarst is poorly understood, yet thermokarst processes are important in many permafrost areas, especially those underlain by ice-rich sediments.

This paper describes the hydrologic processes operating in an active ground ice slump, one of the more dramatic thermokarst-induced landforms (FRENCH, 1976, 119p). In such a feature, inputs from permafrost degradation represent a special factor in the basin water balance.

STUDY AREA

Field studies were carried out 50 km southeast of Sachs Harbour, in the Sand Hills moraine (VINCENT, 1983), Banks Island, Northwest Territories ($71^{\circ} 43'N$, $124^{\circ} 5'W$). The moraine, approximately 1 km wide, extends parallel to the Thesiger Bay coast for a distance of 25 km (Fig.1).

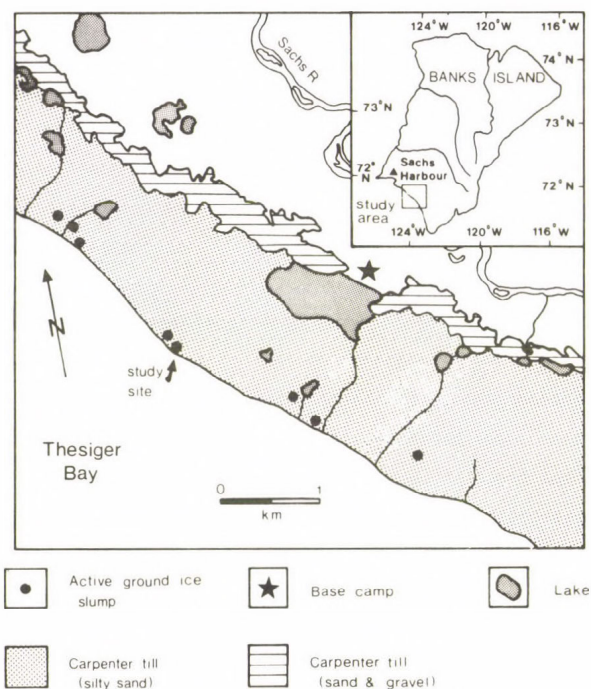


Fig 1: Location of the Sand Hills moraine in southwest Banks Island, N.W.T.

It is composed of ice-contact sands and gravels and bouldery Carpenter till, probably of early Viscosinian age (VINCENT, 1983). Coastal erosion has exposed icy sediments and numerous active or stabilized ground ice slumps are present (LEWKOWICZ, 1987).

One slump was selected for detailed study since it appeared fairly typical of those found elsewhere in the Canadian Arctic Archipelago (e.g.) FRENCH, 1974; HEBOTTOM, 1978). It possessed an ice exposure 0.5-2.0 m in height (Fig. 2) and the ablating ice face was 90 m wide. The slump was polycyclic, like many others in the Sand Hills, and its head-wall was composed of poorly stratified mudflow deposits.

THEORY AND FIELD METHODS

During periods when no inflow occurs, the hydrological balance of a ground ice slump can be stated as:

$$/1/ \quad P + A_e + A_b = R_o + E \pm \Delta S$$

where P is precipitation; A_e is ablation of exposed ground ice; A_b is ablation of ground ice present beneath the slump floor; R_o is runoff leaving the slump downslope; E is evaporation from the slump floor; ΔS is the change in water storage within the slump floor materials.



Fig. 2: Photograph of the slump showing ice exposure, overlying unfrozen and ice-poor materials. and mudflow in the slump floor (July 4, 1984).

Field methods involved the assessment of P , A_e , R_o and E for the period June 1-July 23, 1984. P was measured using a weathermeasure tipping bucket raingauge. A_e was calculated from:

$$/2/ \quad A_e = A_i \cdot V_i \cdot I_a$$

where A_i is the rate of ablation of exposed ice; V_i is the excess ice content of the exposed ice; I_a is the area of exposed ice. A_i was monitored using ablatometers (LEWKOWICZ, 1985) mounted on the ice face, V_i was calculated from ice samples taken at the slump face and I_a was obtained from measurements of the extent of the ice face at 2 m intervals around the slump headwall.

Runoff (R_o) was monitored continuously using a 45° V-notch weir and water level recorder (Leupold-Stevens Type-F) located near the toe of the slope (Fig. 3). The weir was calibrated in the field and a stage-discharge curve developed.

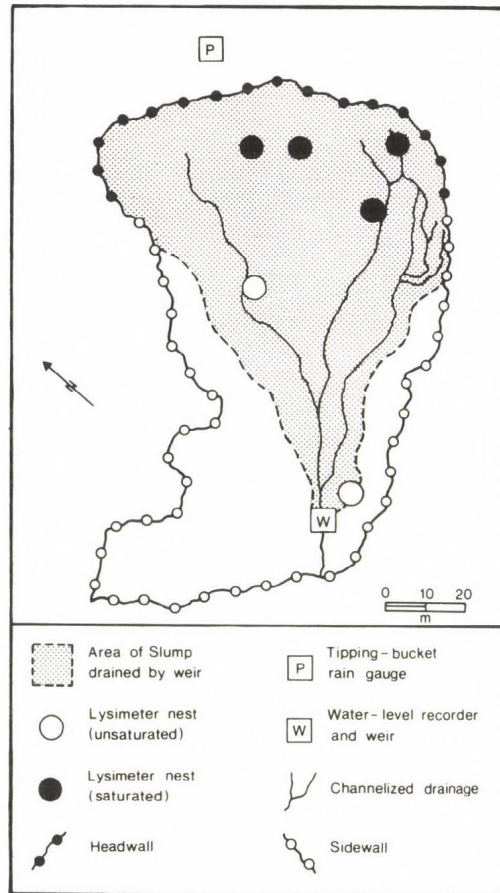


Fig. 3: Map of the slump with location of hydrological equipment

Evaporation (E) from the slump was evaluated using lysimeters, each consisting of a 70 mm diameter tin can containing a soil column nested inside a larger container inserted flush in the slump floor. Grouped in sets of three, the lysimeters were located in both wet and dry parts of the slump floor (Fig. 3). Those placed in the saturated zones were maintained at high moisture contents by adding water equal to the previous day's losses. The other lysimeters were allowed to dry out. Average evaporation was determined by weighting the raw lysimetric data to reflect

the areal extent of saturated and dry portions of the slump floor.

Two terms in /1/, A_D and ΔS , were not assessed directly. A_D was estimated from measurements of A_i . Using a value of 1 m for the depth of the active layer in the slump floor, it can be calculated that the volume of material thawed beneath the mudflow is 1.8 m^3 for each m of ablation and m of headwall width (Fig. 4).

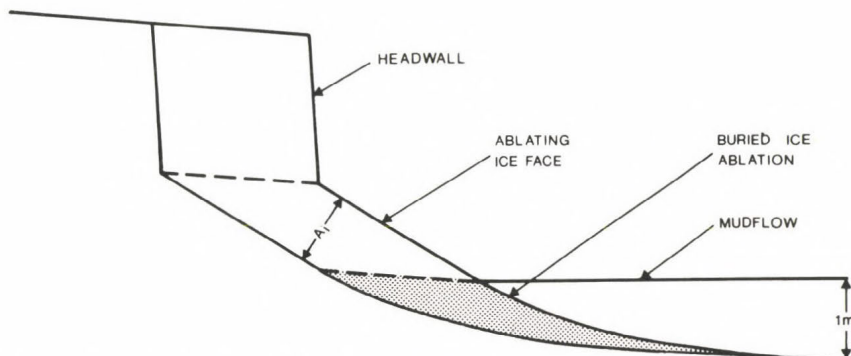


Fig. 4: Cross-section of headwall at Slump 1 illustrating geometrical relationships between ablation of exposed and buried ice, and headwall retreat

The excess ice content of the buried ice was assumed to be 85 %, the same as the mean for the exposed ice, giving a release of 140 m^3 of water per m of ablation for the full headwall exposure of 90 m. With all the other terms in /1/ measured or estimated, ΔS was left as a residual. Changes in storage also encompass any subsurface flow which may have entered or left the slump.

RUNOFF GENERATION PROCESSES

The surface flow record (Fig. 5) exhibited three distinct periods which were linked to the prevailing meteorological conditions. During early June, runoff was largely a response to snowmelt and a steady decrease in daily discharges related to the depletion of the snow remaining in the slump. This period corresponded to the nival flood experienced by small streams in the Arctic (CHURCH, 1974). From mid-June to the beginning of July, abla-

tion of ground ice at the head of the slump represented the only water input and surface flow discharges were small. During July, successive rainstorms produced the greatest recorded discharges ($30 \text{ m}^3/\text{d}$) and these were interspersed with the smallest ($0.03 \text{ m}^3/\text{d}$) which developed on precipitation-free days when air temperatures were near freezing.

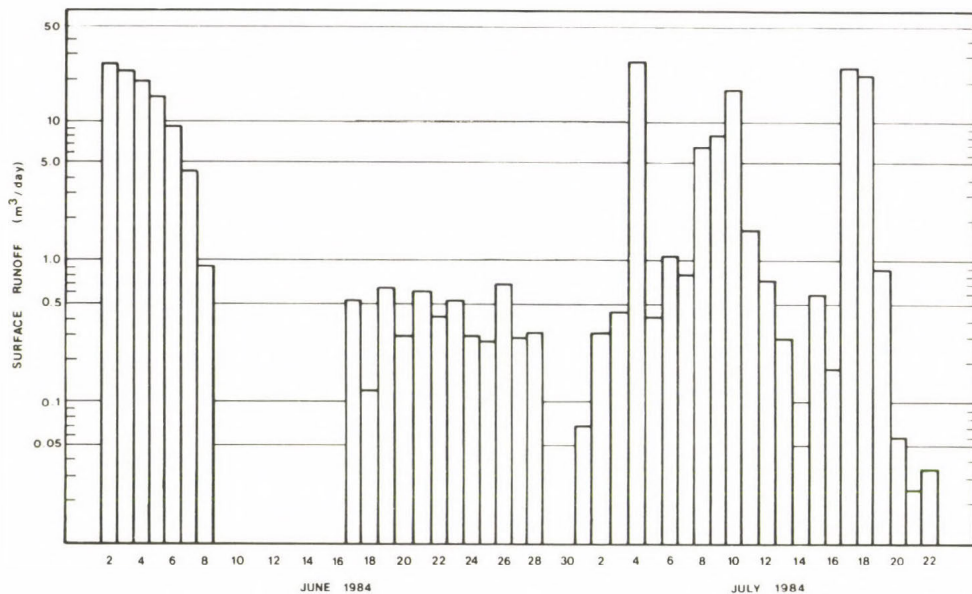


Fig. 5: Daily surface runoff, June 1-July 22, 1984. Note: data missing from June 9-16 and June 29-30 due to malfunction of waterlevel recorder.

During the snowmelt period, discharge fluctuations were related to energy inputs onto the snow that remained at the head of the slump and lags between the two were short. On June 4, for example, net radiation over the snow began to increase at 04.30 h and discharge followed a similar trend at 06.00 h (Fig. 6). Several subsequent peaks in net radiation caused equivalent peaks in runoff 0.5-1.0 h later. Lags represented the time needed for the melt wave to move vertically through the snow and then downslope to the weir. The short travel time illustrates that snowbanks at the head of the slump were fairly thin and composed of coarse snow crystals so that melt wave passage through the snow was

rapid. The edges of the snowbanks were downslope of the headwall and most of the water movement to the weir took place within rills and small gullies present in the slump floor.

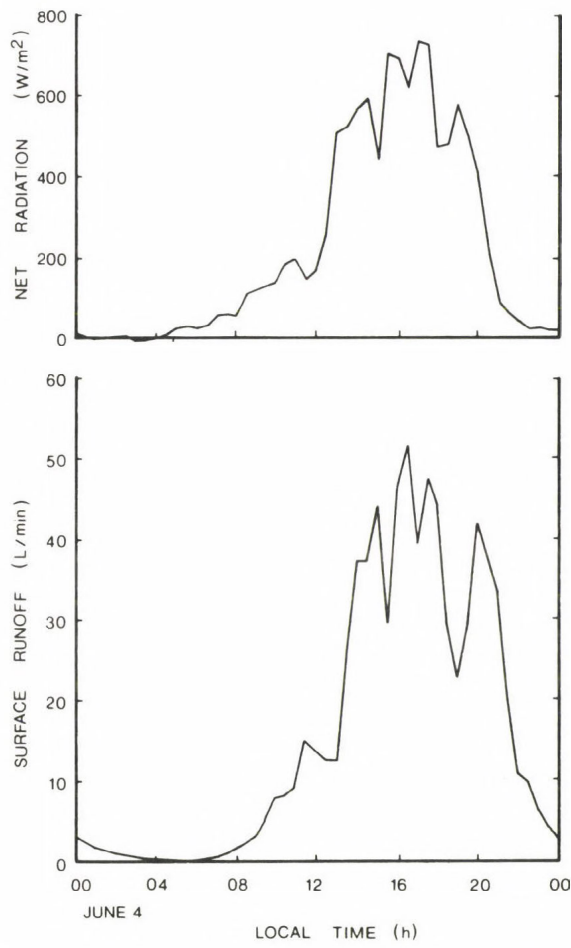


Fig. 6: Net radiation over snow and surface runoff, June 4, 1984

A diurnal pattern of discharge continued after the end of snowmelt and was related to ablation of ground ice. Discharges lagged behind melt by up to 5 h (Fig. 7), considerably more than during snowmelt. Lags resulted from the movement of water to the weir and this was particularly slow in the vicinity of the headwall where newly fallen debris and mudflow tongues

prevented direct drainage downslope. The drainage network there consisted of pools of water linked together by rivulets and the poor degree of integration was shown by a rise and fall in water levels at the base of the ice face during the daily ablation cycle. Slightly greater lags occurred at the time-of-rise in the hydrograph than at peak discharge because melt-water had to saturate channels in the floor before surface flow could leave the slump.

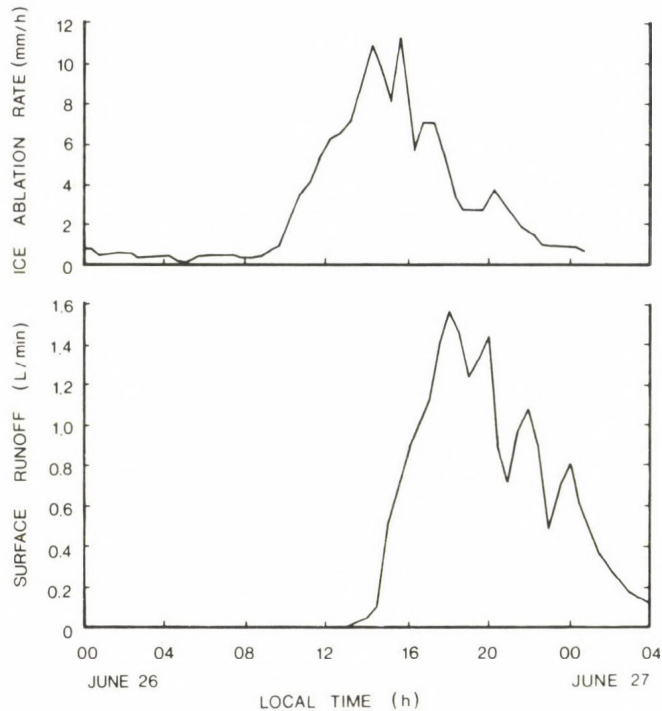


Fig. 7: Diurnal pattern of ice face ablation and surface runoff, June 26-27, 1984. Note: ablation record ceases after 01.30 h June 27 when ablatometers were hit by headwall collapse

The response of the slump to summer precipitation can be illustrated by records from July 17, 1984 when 5.75 mm of rain fell (Fig. 8). In the early morning, surface runoff was absent in the slump because ablation rates were very low. Rain began around 04.00 h and runoff lagged behind by only 1 h, reaching the weir at 05.00 h. A minor peak in precipitation

intensity between 04.45-05.00 h was followed by a small peak in discharge at 06.00 h. Later in the day, lag times became even shorter and peak precipitation between 07.45-08.00 h was followed approximately 15 min later by peak runoff. Subsidiary peaks on the falling limb of the hydrograph also corresponded to intensity changes with lags in the 15-30 min range. The shorter lag times in response to precipitation compared to both snow and ice ablation indicate different source areas for runoff. Whereas ablation released water at the headwall of the slump, precipitation generated runoff wherever the slump floor was saturated. The reduction of the lag time during the rainfall event indicates expansion of the contributory areas during the day. This is also suggested by discharge values which show that the slump became progressively more responsive to precipitation inputs. Intensities of 1 mm/h in the early morning produced discharges of 9 L/min./ whereas the peak intensity of 3 mm/h at 08.00 h resulted in a peak discharge of 120 L/min. Hence the slump responded to the storm in terms of both partial and variable source areas, in a manner similar to basins in non-permafrost areas (e.g. DUNNE — BLACK, 1970; FREEZE, 1974).

WATER BALANCE COMPONENTS

The hydrological balance of the slump was calculated for three periods of three days (Fig. 9), the first in late June, the other two in July. In these calculations, balance days began at 10.00 h when the lysimeters were weighed to determine evaporation. Since runoff did not usually commence earlier than this, all discharges attributable to a given ablation period could be confined to a single balance day.

From June 25-27, the daily total water flux through the slump was relatively small, varying from 2.2-2.9 mm (Fig 9A). Ablation of ground ice beneath the mudflow made up the majority of the water inputs, while evaporation was the most important loss. Surface runoff constituted less than 25 % of the losses. Calculations indicate that water storage in the slump increased through this period and it appears that much of this water was used to saturate debris from headwall collapse.

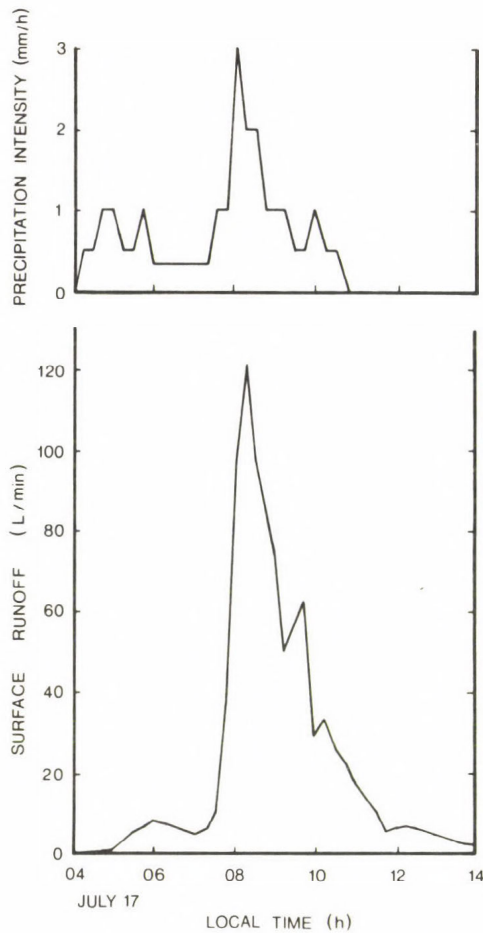


Fig. 8: Effect of precipitation on surface runoff, July 17, 1984

The amount of water needed to saturate newly released debris depends on the average height of the headwall overburden (1.8 m), the daily head-wall retreat, and the percentage volume of the pore spaces unsaturated prior to collapse. Given the granulometry of the materials constituting the headwall overburden, the minimum porosity was probably about 30 % (GREGORY - WALLING, 1973, 62). Because the headwall was exposed to solar radiation, it dried out substantially prior to collapse. Therefore, the collapsed debris likely absorbed water equal to at least 20 % of the soil

volume. Combining this value and the measured headwall retreat rates, the collapsed material used up 1.0 mm of water on June 25, 0.9 mm on June 26 and 0.8 mm on June 27. This effectively halved the amount available to expand the saturated area of the slump floor at the downslope end, leaving only 2.5 mm over the three days. These calculations show that ice ablation for June 25-27 was sufficient to satisfy evaporation, produce small amounts of runoff and provide a slight increase in water storage in the slump floor. This manifested itself as an expansion of the saturated zone near the head of the slump

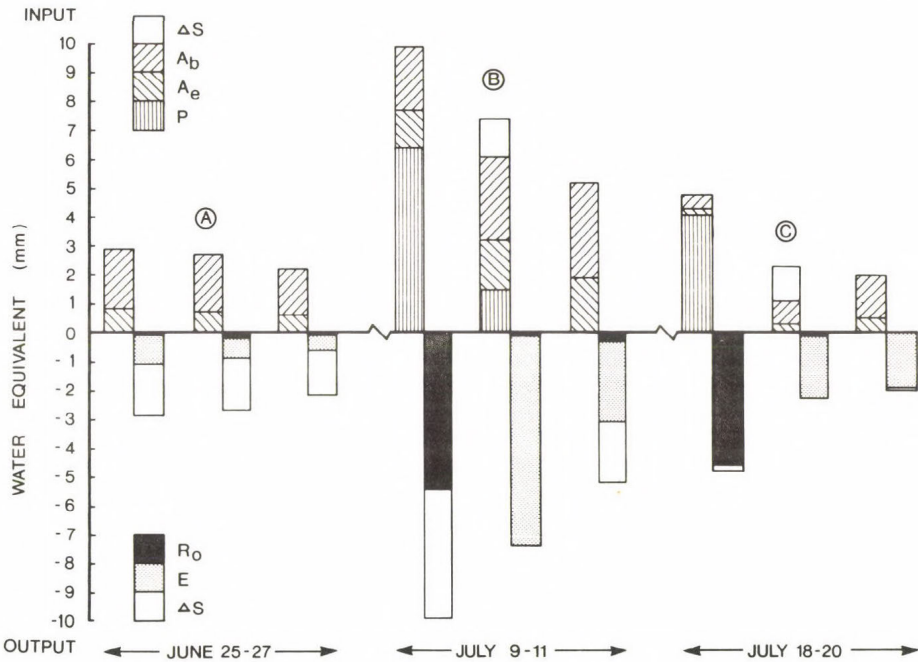


Fig. 9: Water balance of the slump. A: June 25-27, 1984; B: July 9-11, 1984; C: July 18-20, 1984. Note: storage change is positive if water is removed from slump floor, negative if water is added to slump floor; slump basin area was 4820 m^2 so 1 mm water equivalent was 4.82 m^3

A greater water flux through the slump occurred on July 9 when 6.4 mm of precipitation fell and ice ablation totalled 3.5 mm (Fig. 9B). In

contrast to the period in June, losses were dominated by runoff, no evaporation was measured and water storage in the slump increased substantially. On the following two days, rapid melt of the ice and high evaporation rates occurred. If the water used to saturate the collapsed headwall materials is taken into account, overall storage in the downslope part of the slump increased by 2.1 mm over the three day period.

Precipitation occurred four times in the week preceding the final water balance period. Over 4 mm of rain and snow on July 18 combined with small amounts of ice ablation to produce 4.6 mm of runoff (Fig. 9C). The slump at this stage was obviously highly responsive to precipitation inputs since much of the slump floor was at or close to saturation. The following day, ablation failed to satisfy evaporation losses and the slump began to dry out as water was taken out of storage. Increased ablation on July 20 produced a very slight water surplus. The overall budget for the three days indicates a loss from storage in the slump floor of 1.3 mm.

In summary, water balance studies show that when ablation was the only water source, evaporation was the greatest loss. However, runoff became the primary method for water to leave the slump during precipitation events, especially if antecedent moisture contents were high. Storage changes were complex and much of the water surplus from ablation was probably used to saturate debris collapsing into the slump.

SUMMARY AND CONCLUSIONS

During 1984, the slump was affected hydrologically by sequential inputs of snowmelt, ice ablation and precipitation. Runoff in the snowmelt period was characterized by steadily diminishing discharges as the snowmelt period was characterized by steadily diminishing discharges as the snowbanks contracted in size. Lag times between energy inputs to the snow and discharges were in the order of one hour since flow between the snow edge and the weir was mostly within small channels. High discharges indicated that runoff was the most important loss of water from the slump during the spring period.

From early June through to July, discharges were low and the only source was ice ablation. Lag times between exposed ice ablation and runoff were in the order of four hours as a result of ponding in front of the

face. Water mainly left the slump by evaporation from the slump floor and surface runoff was a minor loss. Storage changes within the slump involved a slight expansion of the saturated zone, but a significant portion of the water produced by ice ablation was required to saturate debris from headwall collapse. Calculations show that ablation of the ice present beneath the slump floor released more water than ablation of the ice exposed in the headwall.

The highest discharges of the summer were produced in response to rainfall events in July. Successive storms saturated large portions of the slump floor and these acted as runoff generating areas. Source areas expanded during storms resulting in lag times as low as fifteen minutes. Runoff again became the most important loss and evaporation was of lesser significance.

It can be concluded that the hydrological regime of a ground ice slump is similar to that of a basin containing a small arctic stream, modified by the fact that ice ablation maintains saturated conditions and discharges through the summer. In terms of runoff generation, ground ice slumps possess partial and variable contributory areas, and their hydrologic responses are comparable to those of basins in non-permafrost regions.

ACKNOWLEDGMENTS

This study was supported by funds from the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (operating grant A2643 and northern supplement N0082 to AGL) and a University of Toronto grant (to AGL). Additional funds were supplied by grants from the Royal Canadian Geographical Society (to PCG) and the Department of Indian Affairs and Northern Development (to AGL and PCG). Generous logistical support was received from the Polar Continental Shelf Project, Department of Energy, Mines and Resources, Canada (project 36-83), and the Inuvik Scientific Research Laboratory.

The authors wish to thank J.M.C. LALONDE and C.A. RONCATO for their invaluable assistance in the field and H.M. FRENCH for comments on an earlier version of the paper.

REFERENCES

- CHURCH, M. (1974): Hydrology and permafrost with reference to northern North America. In: Permafrost Hydrology: Proceedings of a Workshop Seminar (1974). Ottawa: Environment Canada, Canadian National Committee, International Hydrological Decade, 7-20.
- DUNNE, T. - BLACK, R.D. (1970): Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed.-Water Resources Research, 7, 1160-1172.
- FLUGEL, W.A. (1983): Summer water balance of a High Arctic catchment area with underlying permafrost in Oobloyah Valley, North Ellesmere Island, N.W.T., Canada. In: Proceedings, Fourth International Conference on Permafrost. Washington, D.C.: National Academy of Sciences, 295-300.
- FREEZE, R.A. (1974): Streamflow generation.-Reviews of Geophysics and Space Physics, 12, 627-647.
- FRENCH, H.M. (1974): Active thermokarst processes, eastern Banks Island, western Canadian Arctic.-Canadian Journal of Earth Sciences, 11, 785-794.
- FRENCH, H.M. (1976): The Periglacial Environment. London: Longman. 309 p.
- GREGORY, K.J. - WALLING, D.E. (1973): Drainage Basin Form and Process, London: Arnold, 458 p.
- HEGINBOTTOM, J.A. (1978): An active retrogressive thaw flow slide on eastern Melville Island, District of Franklin. In: Current research part A., Geological Survey of Canada, Paper 78-1A, 525-526.
- LEWKOWICZ, A.G. (1985): Use of an ablatometer to measure short-term ablation of exposed ground ice.-Canadian Journal of Earth Sciences, 22, 1767-1773.
- LEWKOWICZ, A.G. (1987): Nature and importance of thermokarst processes, Banks Island, Canada.-Geografiska Annaler 69A, 2,(In press).
- LEWKOWICZ, A.G. - FRENCH, H.M. (1982): The hydrology of small runoff plots in an area of continuous permafrost, Banks Island, N.W.T.-In: French, H.M. (ed.), The Roger J.E. Brown Memorial Volume: Proceedings of the Fourth Canadian Permafrost Conference, Calgary, Alberta. Ottawa: National Research Council of Canada, Associate Committee on Geotechnical Research, 151-162.

- MARSH, P. — WOO, M.-K. (1977): The water balance of a small pond in the High Arctic. *Arctic*, 30, 109-123.
- McCANN, S.B. — COGLEY, J.G. (1972): Hydrologic observations on a small arctic catchment, Devon Island.—*Canadian Journal of Earth Sciences*, 9, 361-365.
- ROUSE, W.R. — STEWART, R.B. (1972): A simple model for determining evaporation for high-latitude upland sites.—*Journal of Applied Meteorology*, 11, 1063-1070.
- VINCENT, J.-S. (1983): La géologie du Quaternaire et la géomorphologie de l'île Banks, Arctique canadien.—*Geological Survey of Canada, mémoire 405*. 118 p.
- WOO, M.-K. (1976): Evaporation and water level in the active layer.— *Arctic and Alpine Research*, 8, 213-217.
- WOO, M.-K., HERON, R. — STEER, P. (1981): Catchment hydrology of a High Arctic lake.—*Cold Regions Science and Technology*, 5, 29-41.

Address of authors:

Prof. Dr. A.G. Lewkowicz: Department of Geography, Erindale College, University of Toronto, Mississauga, Ontario, Canada L5L 1C6.

Mr. P.C. Graham: ⁺88 Rangoon Road, Etobicoke, Ontario, Canada, M9C 4P1

LE ROLE DU VENT DANS LA GELIVATION DES PAROIS ROCHEUSES

A. Pancza

ABSTRACT

Frost action is a rather complex processus causing rock falls. Its influence depends on one hand on the physic qualities of the rocks (structure and texture), and on the other hand, on climatic factors. In order to understand better the influence of these elements and more precisely the influence of the wind on the frost action, we have started new measurements at the foot of the "Château Cugny" rock faces in the Swiss Jura.

Our measurements show us:

1. A strong wind favors frost action when light frosts occur during a short time.
2. When severer and more durable frost occur, the effect of the wind prevents the action of frost. As a matter of fact, an intense cold added to a strong wind prevents rock faces oriented toward the sun from thawing out, and consequently diminishes the number of freeze-thaw cycles.
3. The effect of the wind is also indirectly apparent thanks to the water contents of the rock. The air, more or less dry, which ventilates the rock surface favors water evaporation and diminishes frost efficacy.

INTRODUCTION

Les parois rocheuses de Château Cugny (Jura suisse) constituent un lieu particulièrement propice à l'étude des chutes de pierres, du fait que le calcaire y est très sensible à l'action du gel (Fig. 1). En effet, le recul actuel est supérieur à 1 mm par année. A partir d'observations faites dès 1973 et de mesures continues effectuées, dès 1981, nous cherchons à cerner les facteurs climatiques responsables de l'évolution actuelle de ces parois. L'instrumentation mise en place (mesure continue de la température de la roche, pluviographe, anémographe et "pièges à gélifracsts")

permet d'établir d'une part, le nombre de cycles de gels-dégels à la surface et à diverses profondeurs dans la paroi, et d'autre part, le régime des chutes de pierres (PANCZA, 1984 et 1985).

Parmi les facteurs climatiques influençant la gélivation de la roche, certains ont fait l'objet de nombreuses études (température, humidité) tandis que d'autres n'ont pas suffisamment retenu l'attention des chercheurs. C'est le cas du rôle du vent dans la gélivation qui n'est généralement pas pris en considération. Les récents travaux de THORN (1979), DOUGLAS (1980), FRANCOU (1982) et COUTARD (1982) consacrés à la gélivation des parois rocheuses, ne tiennent pas compte du rôle du vent dans le processus étudié.

L'ACTION DU VENT

Les instruments de mesure dont nous disposons aujourd'hui permettent une approche quantitative de l'étude de la gélivation. Ainsi, les variations de la température sont enregistrées à la surface et à diverses profondeurs de la paroi rocheuse et la teneur en eau de la roche est aussi connue par des mesures indirectes. Néanmoins, l'étude quantitative du rôle du vent dans la gélivation continue de poser des problèmes au niveau de l'interprétation. En effet, le processus de gélivation est complexe et il est difficile de quantifier l'influence spécifique des divers facteurs climatiques qui y jouent un rôle majeur. L'influence du vent en tant qu' "accélérateur des échanges thermiques" est bien connue et mesurable; cependant, nous savons peu de chose de son action réelle en cryoclastie. En fait, nous ne savons pas avec certitude si un gel accompagné de vent est plus "efficace" qu'un gel semblable qui se produit par temps calme.

Les trois situations reproduites dans ce travail illustrent des périodes de gel dans lesquelles le vent semble avoir joué un rôle certain¹. Il s'agit de semaines pendant lesquelles la gélivation fut sans doute influencée par le vent: la quantité d'éclats recueillis dans les pièges étant anormalement élevée ou exceptionnellement faible.



Fig. 1: Vue partielle de l'un des escarpements rocheux de Château Cugny. La vitesse du recul de la paroi s'observe par la fraîcheur des formes et aussi par les racines d'arbres qui pendent dans le vide

LE RÔLE DU VENT EN CAS DE FAIBLES GELÉES DE COURTE DURÉE

La période allant du 24 au 30 mars 1986 fut peu rigoureuse à Château Cugny. Les enregistrements de température montrent que la paroi orientée au Sud ne fut gelée que superficiellement à deux reprises soit le 26 et le 30 mars (Fig. 2).

La teneur en eau de la roche fut élevée tout au long de la semaine (précipitations fréquentes sous forme de pluie et de neige, et fusion partielle de cette dernière). Le ciel souvent nuageux et brumeux contribua à maintenir un milieu humide pendant tous ces jours. Les mesures faites sur des échantillons le confirment et prouvent que la teneur en eau de la roche fut supérieure à 90 %. Toutefois, le fait le plus marquant est la présence

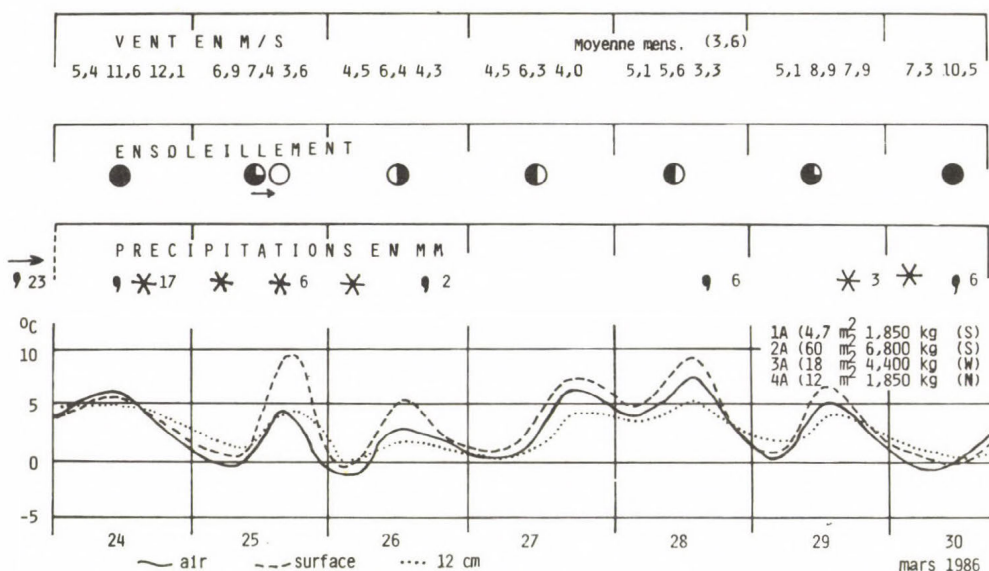


Fig. 2: Evolution de la température lors de faibles gelées de courte durée, et représentation des autres facteurs climatiques influents. La quantité d'éclats détachés des parois est élevée

constante du vent qui souffla par moments en rafales (valeurs très largement supérieures à la moyenne mensuelle).

Nous sommes donc en présence d'une semaine caractérisée par de faibles gelées agissant à la surface d'une roche bien imbibée en eau. Habituellement, dans une telle situation, le gel n'est guère "efficace" et ne fournit que peu de gélifractions. Or, ici, la quantité d'éclats détachés est exceptionnellement importante. Il nous semble que le vent, ce remarquable accélérateur des échanges thermiques, soit la cause principale de l'action efficace de ces faibles gelées.

LE ROLE DU VENT EN CAS DE GELS INTENSES ET DURABLES

La semaine du 7 au 13 janvier 1985 fut peut-être la plus rigoureuse de l'année. La température de l'air oscilla entre -4 et -18°C et le front

de gel pénétra à 1 mètre de profondeur. Seule la couche superficielle de la roche a connu de brefs périodes de dégel et ceci uniquement dans les secteurs orientés vers le soleil (Fig. 3).

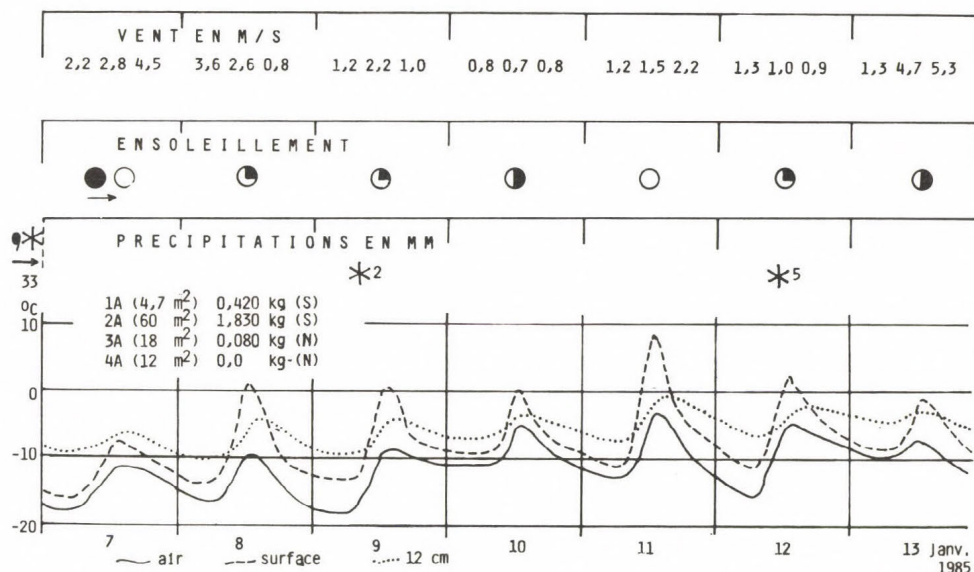


Fig. 3: Evolution de la température lors de gels intenses et durables. La quantité d'éclats détachés des parois est faible

Pendant une période de gel aussi intense et durable, on s'attend à une abondante chute de pierres, alors que nous n'avons recueilli que peu d'éclats dans les "pièges". Ce fait peut surprendre d'autant plus, que la teneur en eau de la roche fut élevée (env. 90 %).

Ces gels intenses se révèlent donc peu "efficaces" à cause de l'absence de véritables cycles de gels-dégels journaliers. Le dégel des parois orientées au Sud est souvent dû à l'ensoleillement direct: l'intensité du réchauffement dépendant de l'inclinaison des rayons du soleil d'une part, et du vent d'autre part². Le déplacement de l'air froid limite donc le réchauffement de la roche et dans certains cas empêche le dégel malgré l'ensoleillement direct. L'exemple présenté ici illustre précisément la situation dans laquelle le vent a une influence négative sur la gélification des parois rocheuses orientées au Sud.

UN ROLE INDIRECT DU VENT PENDANT LES PERIODES DE GELS-DEGELS JOURNALIERS

La semaine du 17 au 23 février 1986 fut bien représentative de l'évolution de la température dans les parois rocheuses de Château Cugny. Les cycles de gel-dégel se succédèrent et l'expérience montre, que c'est le type de temps le plus favorable à l'action du gel. Aussi, nous nous attendions à trouver beaucoup d'éclats dans les "pièges à gélifracts". Or, si les pièges ne furent pas vides, la quantité de pierres tombées fut sensiblement inférieure à la moyenne habituelle³ (Fig. 4).

Nous pensons que l'influence du vent dans ce manque "d'efficacité" de l'action du gel fut réelle. En effet, la ventilation constante de la paroi provoqua une dessiccation relative et progressive de la surface rocheuse. (La teneur en eau des échantillons prélevés a changé de 85 à 65 % au cours de la semaine).

De ce fait, les cycles de gels-dégels n'ont pas pu avoir leur "efficacité" habituelle.

CONCLUSIONS

Le processus de gélivation de la roche et les chutes de pierres qui en résultent sont complexes et encore mal connus. Ils dépendent d'une part, des qualités physiques de la roche (structure et texture) et d'autre part, des données climatiques. Parmi ces dernières, les variations de la température (fréquence, durée et intensité du gel) et la teneur en humidité de la roche sont des éléments dont le rôle est déterminant. C'est pour essayer de mieux comprendre l'influence respective de ces divers éléments et plus particulièrement l'influence du vent sur la gélivation, que nous avons entrepris de nouvelles mesures au pied des parois rocheuses de Château Cugny dans le Jura suisse.

Le vent tend à favoriser la gélifraction dans certains cas, tandis que dans d'autres circonstances un fort vent aura un effet contraire.

1. Un fort vent favorise la gélivation lors de faibles gelées de courte durée (< 1 jour avec une température de l'air $< -5^{\circ}\text{C}$.)

2. Lors de gelées plus intenses ($> -5^{\circ}\text{C}$) et plus durables, (> 1 jour), l'effet du vent entrave l'action du gel. En effet, un froid intense accompagné de vent violent empêche le dégel des parois tournées au soleil, et par conséquent, diminue le nombre de cycles de gel-dégel.
3. L'effet du vent se manifeste aussi d'une manière indirecte par la teneur en humidité de la roche: l'air relativement sec qui ventile la surface rocheuse favorise l'évaporation de l'eau et diminue l'efficacité du gel.

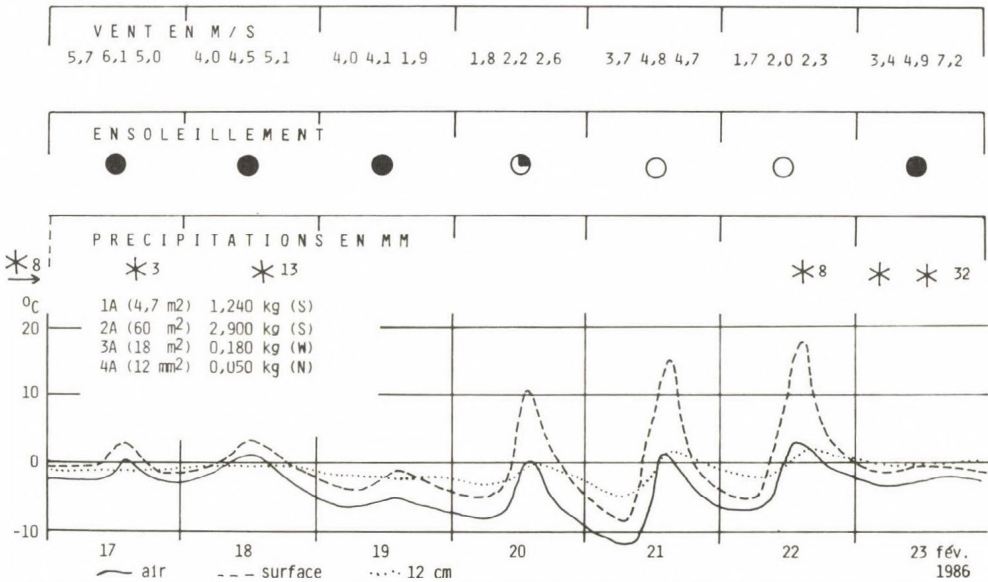


Fig. 4: Evolution de la température lors de cycles de gels-dégels journaliers. L'influence du vent se traduit par de faibles chutes de pierres

NOTES

1. Nous ne possédons pas encore suffisamment d'enregistrements de situations semblables pour pouvoir affirmer que ces tendances se répètent lors d'évolutions climatiques analogues.

2. Lors d'un jour de gel, l'écart entre la température de l'air et celle de la surface rocheuse ensoleillée peut atteindre 15 et même 20°C.
3. Généralement, lors des cycles de gels-dégels journaliers, la quantité d'éclats tombés est de 2 à 4 fois supérieure à ces valeurs.

REMERCIEMENTS

Nous tenons à exprimer toute notre gratitude au Laboratoire de Phytosociologie de l'Université de Neuchâtel pour avoir mis à notre disposition un anémographe. Notre gratitude va aussi au Centre de Géomorphologie du CNRS de Caen et au Centre d'hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel pour avoir mis à notre disposition un potentiomètre et un pluviographe. Enfin, nous remercions le Fonds national suisse de la recherche scientifique pour son soutien financier.

REFERENCES

- COUTARD, J.-P., GUILLEMET, G. (1982): Mesures de températures dans une paroi calcaire en domaine tempéré océanique.- Centre Géom. du CNRS, Caen, 15 p.
- DOUGLAS, G. R. (1980): Magnitude and frequency of rockfall in Co. Antrim, N. Ireland.-Earth Surf. Proces. 5, 123-129.
- FRANCOU, B. (1982): Chutes de pierres et éboulisation dans les parois de l'étage périglaciaire.-Rev. Geogr. Alpine, 70. 3, 279-300.
- PANCZA, A. (1985): Le Château Cugny, un escarpement particulièrement gélif du Jura.-Geogr. Helv. 2, 67-73.
- PANCZA, A. (1985): Régime des chutes de pierres dans une paroi rocheuse du Jura.Physische Geogr., 16, 85-94.
- THORN, C.E. (1979): Bedrock freeze-thaw weathering regime in an Alpine environment, Colorado Front Range.-Earth Surf. Proces., 4, 211-228.

Adresse de l'auteur:

Prof. Dr. A. Pancza: Institut de Géographie de l'Université de Neuchâtel
2000 Neuchâtel - Suisse.

FROST MOUNDS IN THE MARGINAL ZONE OF PERMAFROST, NORTHERN SWEDEN

B. Malmström

ABSTRACT

The marginal periglacial zones of the Nordic countries are of special interest when discussing terminology. The interest has so far been directed towards the palsas, but recently reports have appeared on other types of frost mounds. Starting from the observation of a small frost blister the earlier proposed model of the formation of the "collapsed pingos" of Rakaslako in northern Sweden is discussed.

INTRODUCTION

Periglacial research has a long tradition in the Nordic countries. For reviews see RAPP & RUDBERG (1960, 1964) and SVENSSON (1982, 1986). Especially the studies of the palsas have been emphasized (G. LUNDQUIST, 1953, 1962; SVENSSON, 1964; RAPP & ANNERSTEN, 1969; WRAMNER, 1972, 1973; AHMAN, 1977; SEPPÄLÄ, 1979, 1986). In spite of this interest the extent of recent permafrost is less well known. The area is mapped as "Region with sporadic permafrost on low levels" (J. LUNDQUIST, 1962, p. 15). The vertical zonation is investigated by KING (1984, 1986), who proposes a threefold zonation: sporadic, discontinuous and continuous permafrost for the Scandinavian mountains.

Two reasons why these areas should be of special interest shall be put forward. Firstly, new reports indicate that the permanently frozen ground in this area is more widespread than previously known (KING, 1984). Secondly, these marginal areas are vital for the understanding of genesis and for developing and testing terminology. Both reasons have lately attracted attention through construction and research. There are few earlier reports of recent frost mounds from the area (SVENSSON, 1964, 1969, WRAMNER, 1972) with the exception of palsas. In the very last years these observations, however, have been completed by new ones, particularly from the area around Lake Torneträsk in northernmost Sweden (MALMSTRÖM & PALMÉR,

1984; LAGERBACK & RODHE, 1985, 1986; AKERMAN & MALMSTRÖM, 1986). The reports deal with active frost mounds, which genetically seem to have much in common with pingos of the open system type. Their dimensions are however smaller than the open system pingos of the textbooks and more agree with those of the fossil collapsed pingos of western Europe (PISSART, 1963, 1965; MULLENDERS - GULLENTOPS, 1969; WATSON, 1971; WATSON - WATSON).

THE RAKASLAKO SITE

From the Rakaslako site, some 5 km west of Björkliden, near the southern shore of Lake Torneträsk (Fig. 1), RAPP & RUDBERG (1960) reported "collapsed pingos". The site is a wide, shallow valley in which the Rakasjokka stream passes some level stretches on its way to Torneträsk. Along these areas the stream branches out over the valley bottom with finer material and in some cases a thin, less than 50 cm thick, peat layer. The bedrock in the area, mica schists and limestones, is mostly covered by a thin till cover which is affected by gelifluction in the valley sides. These are also characterized by large semipermanent snow fields.



Fig. 1: Location map. Rakaslako is indicated with a star

The site has been described more in detail by AKERMAN & MALMSTRÖM (1986), who also discuss its different sorts of frost mounds and their genesis. For the forms originally observed, the "collapsed pingos" (Fig. 2), (RAPP - RUDBERG, 1960; NORDENSTAM, 1963; MELANDER 1977; RAPP, 1983) they propose the genesis indicated by Fig. 3.



Fig. 2: The Rakaslako site with a "collapsed pingo". The small mound discussed in text is not yet existing but will develop to the right.
Photo: R. NYBERG, Aug. 1978

The "collapsed pingos" are ponds with a diameter of 10-40 m surrounded by a 4-8 m wide and 1-2 m high rampart. The water is 1-2.5 m deep. The ring consists of silty/clayey material with a high content of tangentially oriented blocks. The forms have a typical position close to the stream just below the knick point of the valley side. On the basis of situation and morphology the following hypothesis for their formation was put forward (AKERMAN - MALMSTRÖM 1986, p. 162f) (Fig. 4).

A. Autumn. Due to reduced snow melting at higher altitudes and subzero temperatures the river bed is more or less dry. Ground and soil water in the valley sides moves down on top of the impermeable layer of bedrock, clay, annual frost or permafrost table.

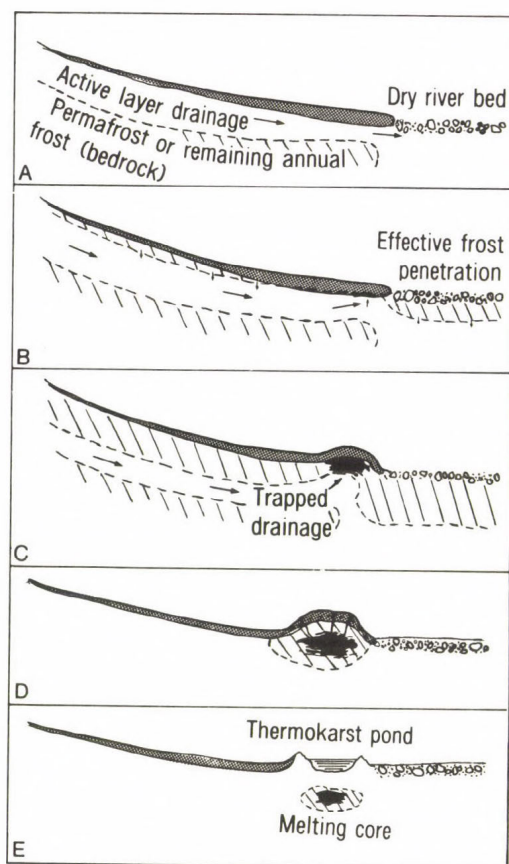


Fig. 3: The proposed model for the formation of "collapsed pingos". For explanation see text. From AKERMAN - MALMSTRÖM 1986, p. 163.

B. Autumn/early winter. Cold air is concentrated in the wide valley. Frost penetration is more effective in the dry riverbed than in the surrounding areas with finer material and/or denser vegetation cover.

C. Winter. The more effective frost penetration of the river bed will block the drainage from the sides to the river bed. As a result the hydrostatic pressure will rise and an ice core of injection ice will come into existence. From the resulting mound the wind will blow away the

snow. This leads to effective frost penetration and favours additional ground ice formation. This mound may live for years or decades.



Fig. 4: The small mound. The pond of the "collapsed pingo" in the background. Photo: B. MALMSTRÖM, Aug. 24, 1984

D. Rapid growth or climatic changes may result in cracks which will initiate thermokarst processes and degeneration of the mound.

E. The melting of the ice core will result in a pond surrounded by a rampart.

The "collapsed pingos" of the Rakaslako site should be in phase E in this model. In the area there are also mounds at earlier stages. The ramparted pond in figure 2 has the typical position close to the stream and in the mountain side. It is early autumn (September 1978) and there is little water in the stream. The area opposite the stream is wet and mire-like. The rampart contains frost all the year round. The feature was mapped and described in 1960 (NORDENSTAM, 1963). A comparison with today's conditions indicate only minor changes. The rampart has widened and collapsed a little. The main changes have occurred after the systematic ob-

servations started in 1982. As can be seen from the photos the overall changes are quite insignificant except for the small mound which has come into being on the upstream side of the collapsed pingo between 1978 and 1982 (Figs 2,5).



Fig. 5: The surroundings are wet and the mound has started to collapse.
Photo: B. MALMSTRÖM, Aug. 24, 1984

The small short-lived frost mound

This small mound is of interest for the discussion in several ways. It demonstrates that the condition for recent forming of frost mounds are prevailing and it can serve as a test of the proposed model for the genesis of the "collapsed pingos". The mound can be classified as seasonal, if the term is not taken too literally. It can hardly be identified on pictures from 1978. It was fully developed in 1982 and almost completely disappeared in 1986. It has been visited every year since 1982 and its state has been like this:

1963. The mound is not mentioned in a description of the "collapsed

pingo" and it is not marked on a sketch map (NORDENSTAM, 1963, p. 84).

1978. The mound was not observed in connection with a field visit (AKERMAN & NYBERG, both Dept. of Phys. Geogr. Univ. of Lund, Sweden, pers. com.). No mound is present on photos. Possibly a first small sign of a mound formation is detectable (Fig. 2).

1982. Systematic observations started. The mound is fully developed with the following measures: 5 m long, 3 m wide and 1 m high (Fig. 4). The vegetation cover is broken and the surface has a "fresh" appearance with a rich block content. The active layer is 50 cm thick (September 20th).

1983. The mound has widened somewhat to 6X4 m but has the same height. In September (11th) the surrounding are much wetter than in 1982. The active layer is 1 m deep.

1984. The mound has degenerated and shrunk to 4X3.5 m and 0.8 m in height. The conditions are still wet (August 24) but not as wet as in the preceding year (Fig. 5).

1985. The degeneration has continued. The size is now 3X2.5 m.

1986. The mound has almost completely disappeared and is replaced by a water surface broken only by the top stones of the former mound (Fig. 6). The water boundary is according to the limits of the mound from 1983. Water depth is 0.3 m. The main form of the "collapsed pingo" has sunk somewhat but is in general unchanged.

DISCUSSION

The fact that the mound was situated where it was testifies about the proposed genesis of the "collapsed mounds". According to this (Fig. 3, E) there are remnants of the ice core under the pond. In the actual case the core includes the rampart. This will act as a trap for suprapermafrost water flowing down the valley slope. The formation of the smaller mound will be a parallel to that of the "collapsed pingo" but on a smaller scale. That the situation just below the break point of the valley side will give rise to a hydraulic pressure and thus make the situation favourable for the formation of frost blisters is earlier demonstrated by POLLARD & FRENCH (1984). The trap will give rise to a hydraulic pressure strong enough to

form a small frost blister but not strong enough for a new motherform of the "collapsed pingo". The conditions indicate the presence of injection ice. Thus the mound is not classified as a palsa. This is also indicated by the disturbed surface and the absence of a peat layer. The process of degeneration is not in accordance with that of palsas. They normally disintegrate as a result of block erosion (SVENSSON, 1962; WRAMNER, 1972, pp. 47). The present form did more shrink in combination with a concentration laterally. This is more in accordance with pingos and mounds, intermediate between palsas and pingos, and sometimes called "minerogenic palsas" (mineraljordspalsar in Swedish). Mounds of this type are reported from northern Scandinavia (SVENSSON, 1964; 1969; WRAMNER, 1972). The result will in both cases be a small pond. As mentioned the conditions during which the mound disappeared were wet. The observation period is short but there seems to be a connection between wet conditions and rapid degeneration. This supports the proposed interpretation.



Fig. 6: The mound has collapsed. The white pegs indicate the limits of 1983. Photo: MALMSTRÖM, Aug. 3. 1986

CONCLUSIONS

On the basis of the presence and development of the small mound it can be stated that:

- the present climatic conditions are favourable for the formation of frost mounds
- the small mound is a frost blister and not a palsa
- it supports the presented model for the genesis of the "collapsed pingos"
- the small mound is located close to and in the mountain side of the "collapsed pingo" by the presence of groundwater hydrostatic pressure.

REFERENCES

- AHMAN, R. (1977): Palsar i Nordnorge. En studie av palsars morfologi, utbredning och klimatiska förutsättningar i Finnmarks och Troms fylke. Medd. fr. Lunds Univ. Geogr. Inst. Avh. Lund. (78.) 165 p.
- AKERMAN, H.J.-MALMSTRÖM, B. (1986): Permafrost mounds in the Abisko area, northern Sweden. - Geogr. Ann., Stockholm, 68A, 3, 154-165
- KING, L. (1984): Permafrost in Scandinavien - Untersuchungs - ergebnisse aus Lappland, Jotunheimen und Dovre/Rondane. - Heidelberger Geogr. Arb., Heidelberg, 76, 174 p.
- KING, L. (1986): Zonation and ecology of high mountain permafrost in Scandinavia. - Geogr. Ann., Stockholm 68A, 3, 131-139.
- LAGERBACK, R.-RODHE, L. (1985): Pingos in northernmost Sweden. - Geogr. Ann., Stockholm, 67A, 3-4. 239-245.
- LAGERBACK, R.-RODHE, L. (1986): Pingos and palsas in northernmost Sweden. - Preliminary notes on recent investigations. - Geogr. Ann., Stockholm 68A, 3, 149-154.
- LUNDQVIST, G. (1953): Tillägg till palsfragan Geol. För. Förhandl., Stockholm, 75, 149-154.
- LUNDQVIST, J. (1962): Patterned ground and related frost phenomena in Sweden. - Sveriges geol. unders., Stockholm, Ser. C., No 55, 101 p.
- MALMSTRÖM, B.-PALMER, O. (1984): Glacial och periglacial geomorfologi på Varangerhalvön, Nordnorge. Geomorfologisk kartering med analys av glaciala former och blockhav. - Medd. fr. Lunds Univ. Geogr. Inst. Avh., Lund, 93. 351 p.

- MELANDER, O. (1977): Geomorfologiska kartbladet 30H Riksgränsen (öst), 30I Abisko, 31H Reurivare och 31I Vadvetjakka. Beskrivning och naturvärdesbedömning. Statens naturvårdverk PM, Stockholm, 857.56 p.
- MULLENDERS, W. — GULLENTOPS, F. (1969): The age of the pingos of Belgium. 321-355 In: Pévé, T (ed.) The periglacial environment. McGill. Montreal.
- NORDENSTAM, G. (1963): Frostmarksföreteelser och vinderosionsformer på Nuolja samt beskrivning av "collapsed pingos" vid Rakasjokk, Abisk. Manuscript. Dept of Phys. Geogr., Uppsala, 32 p. (Unpublished).
- PISSART, A. (1963): Les traces de Pingo du Pays de Galles (Grande-Bretagne) et du Plateau des Hautes Fagnes (Belgique).—Zeitschrift f. Geomorph., Berlin, 7, 147-165.
- PISSART, A. (1965): Les pingos des Haute Fagnes; les problèmes de leur genèse. Ann. Soc. geol. Belgique, 88, 277-289.
- POLLARD, W.H. — FRENCH, H.M. (1984): The groundwater hydraulics of seasonal frost mounds, North Fork Pass, Yukon Territory.—Can. J. Earth Sci., 21, 1073-1081.
- RAPP, A. (1983): Zonation of permafrost indicators in Swedish Lapland. In: POSER, H. & SHUNKE, E. (eds.): Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum. Bericht über ein Symposium.—Abh. Akad. Wiss. Göttingen. Math.-Phys., Göttingen, Kl.3, F., 35, 82-90.
- RAPP, A. — ANNERSTEN, L. (1969): Permafrost and Tundra Polygons in Northern Sweden. In Pévé, T. L. (ed.): The Periglacial Environment. Past and Present. Montreal, 65-91.
- RAPP, A. — RUDBERG, S. (1960): Recent periglacial phenomena in Sweden. Biul. Perygl., Lodz.8, 143-154.
- RAPP, A. — RUDBERG, S. (1964): Studies on periglacial phenomena in Scandinavia 1960-1963.—Biul. Perygl., Lodz, 14, 75-89.
- SEPPÄLÄ, M. (1979): Recent palsa studies in Finland.—Acta Univ. Oul. A82 Geol., Oulu, 3, 81-88.
- SEPPÄLÄ, M. (1986): The origin of palsas.—Geogr. Ann., Stockholm, 68A, 3, 141-147.
- SVENSSON, H. (1962): Nagra iakttagelser från palsomraden. Flygbilsanalys och fältstudier i nordnorska frostmarksomraden. Norsk Geogr. Tidsskr., Oslo, 18. 212-227.

- SVENSSON, H. (1964): Traces of pingo-like frost mounds. - Svensk Geogr. Arsbok. Lund, 40, 93-106.
- SVENSSON, H. (1969): A type of circular lakes in northernmost Norway.- Geogr. Ann. Stockholm, 51A, 1-2, 1-12.
- SVENSSON, H. (1982): Periglacialmorfologisk forskning i de nordiska länderna. - Geografisk Tidskrift, Copenhagen, 82, 25-29.
- SVENSSON, H. (1986): Permafrost. Some morphoclimatic aspects of periglacial features of northern Scandinavia. - Geogr. Ann., Stockholm 68A, 3, 123-130.
- WATSON, E. (1971): Remains of pingos in Wales and the Isle of Man. - Geol. Journ., Vol. 7, 381-392.
- WATSON, E.-WATSON, S. (1974): Remains of pingos in the Cletwr Basin, Southwest Wales. - Geogr. Ann., Stockholm, 56A, 3-4, 213-225.
- WRAMNER, P. (1972): Palslika bildningar i mineraljord. Nagra iakttagelser från Taavavuoma, Lappland. Göteborgs Univ. Naturgeogr. Inst. Gothenburg, Rapport 1, 60 p.
- WRAMNER, P. (1973): Palsmyrar i Taavavuoma, Lappland. Göteborgs Univ. Naturgeogr. Inst., Göthenburg, Rapport 3, 140 p.

Address of author:

Prof. Dr. Bo Malmström: Department of Physical Geography, University of Lund, Sölvegatan 13, S-223 62 Lund, Sweden.

CRYOREPTATION, GELIFLUXION ET COULEES BOUEUSES:
UNE DYNAMIQUE CONTINUE EN RELATION AVEC LE
DRAINAGE ET LA STABILITE DE
L'AGREGATION CRYOGENIQUE

B. Van Vliet-Lanöe

ABSTRACT

The comparison between the amount of displacement by freeze-thaw cycles and the cryogenic fabrics of active, fossil or experimental solifluction deposits allows the definition of 4 types of movement, fitting with thaw consolidation theory.

Type I is restricted to natural frost-creep; usually 2 to 3 times more important than potential frost-creep. It is the most common periglacial movement in Arctic and Alpine regions and in fossil deposits of Europe.

Types II, or transition, is related to a downslope situation and usually displacement intensity is 4 to 5 times more important than potential frost-creep. Fabric is intermediate between frost-creep and gelifluction.

Type III is restricted to gelifluction; it is related to granular and stable cryogenic fabrics and to an external supplementary water overburden. Displacements are usually 8 to 10 times more important than potential frost-creep.

Type IV is restricted to mudflows or skinflows, characterized by an unstable cryogenic fabric, drainage conditions similar to gelifluction and large displacements. It is the only movement type in which traditional Atterberg limits can be used.

Most of the "gelifluction" deformations described in the literature can be explained by simple frost-creep, related to drainage condition, the presence or absence of a fissure net, the frost susceptibility gradient and the usual location of ice lenses concentrations. With increasing number of freeze-thaw cycles, the stability of the cryogenic fabric in upslope and surficial horizons decreases though it increases in depth and downslope horizons, thanks to fine particle translocation occurring with thaw.

INTRODUCTION

Pour caractériser les modes de déplacements en milieu périglaciaire, un très grand nombre de termes, recouvrant les définitions parfois différentes d'un auteur à l'autre, coexistent actuellement au sein de la littérature scientifique. Le terme le plus couramment utilisé est celui de solifluxion, proposé par ANDERSON dès 1906, dans un concept exempt de signal climatique. Cet auteur définit la solifluxion comme un mouvement descendant, lent, affectant un matériel gorgé d'eau de fonte de neige ou de pluie, sans faire appel aux processus cryogéniques. Ce concept est toujours utilisé par les géotechniciens pour définir les mouvements de masse en milieu froid (C. HARRIS, 1981a, 1986; Mc ROBERTS, 1978). Il a l'avantage de délimiter un ensemble de processus dont le diagnostic précis ne peut être établi qu'après une description détaillée ou des mesures spécifiques.

Les autres termes retenus comme la gélifluxion ou la cryoreptation (frostcreep) sont diversement utilisés. Nous allons donc essayer de définir par différentes approches une meilleure classification des types de déplacements en milieux périglaciaires actifs, selon des critères aisés à utiliser sur le terrain et facilement transposables aux paléoenvironnements.

LES DIFFERENTES DEFINITIONS DE DEPLACEMENTS EN MASSE D'ORIGINE PERIGLACIAIRE

Le terme frostcreep des auteurs anglo-saxons correspond à un concept déjà fort ancien émis par DAVISON (1889). Il s'agit de la reptation liée à la fonte de la glace contenue dans le sol et exprimée sous forme de gonflement. Une première étude très détaillée du processus a été effectuée par WILLIAMS (1957) dans des silts argileux. A la suite de ce travail, WASHBURN (1967) et DYLIK (1967) sont arrivés à une conception très voisine des déplacements de masse en milieu périglaciaire, l'un travaillant essentiellement en milieu actif, l'autre en milieu fossile.

WASHBURN (1967) a décomposé le mouvement de masse en une série de déplacements complémentaires, à savoir la cryoreptation, la gélifluxion et

le mouvement rétrograde. Il définit la cryoreptation (frostcreep) comme le mouvement résultant essentiellement de l'affaissement pendant la fonte d'un matériel initialement affecté par le gonflement cryogénique, affaissement qui est sensé se produire à la verticale de la position atteinte lors du gonflement maximal, ce dernier s'effectuant orthogonalement à la pente. C'est la cryoreptation potentielle. La gélifluxion est considérée par cet auteur comme un phénomène de fluage qui agit complémentaiement à la cryoreptation et qui est responsable du supplément de déplacement mesuré effectivement sur le terrain. Enfin, la composante rétrograde provoquerait une marche arrière en fin de fonte, lorsque le matériel se tasse orthogonalement au versant.

La notion de gélifluxion est très différente selon les auteurs. Pour DYLIK (1951, 1967) la congéliflucion englobe tous les mouvements de masse non-catastrophiques de nature périglaciaire. Par contre HIGASHI et CORTE (1971) réduisent la signification de la cryoreptation au seul soulèvement de cailloux ou d'agréats par les pipkrakes alors que la gélifluxion qualifierait tous les mouvements profonds. Pour CARSON et KIRKBY (1972), la gélifluxion n'est qu'une forme rapide du creep saisonnier, plus caractéristique du flux dans des films d'eau que d'un mouvement particulière. EMBLETON et KING (1975) donnent une extension plus importante au terme cryoreptation en y incluant tous les mouvements lents alors qu'ils qualifient de gélifluxion tous les processus combinant à la fois la reptation et la sursaturation hydrique.

WILLIAMS (1957), WASHBURN (1967) et BENEDICT (1970) concluent tous que les mouvements enregistrés sur le terrain sont nettement supérieurs à la cryoreptation potentielle; WASHBURN et BENEDICT en déduisent que la gélifluxion est le processus dominant en milieu humide alors que la cryoreptation domine en milieu sec. Notons que ces deux auteurs ont travaillé dans des sédiments dont l'agréation cryogénique est instable (VAN VLIET-LANOE, 1985) à la différence de WILLIAMS (1957). C'est ce dernier auteur qui a également souligné en premier le rôle moteur joué par la sursaturation hydrique couplée à la pression hydrostatique dans le phénomène de solifluxion: le réseau de porosité créé par la ségrégation de glace en lentilles joue le rôle de drain et réduit la résistance au cisaillement au sein de la masse mobilisée. D'autres auteurs comme CHANDLER (1972) et Mc ROBERTS-MORGENSTERN (1974) ont abouti aux mêmes conclusions sur le terrain.

Quant aux coulées boueuses (skinflow et mudflow), elles sont souvent traitées à part (CAPPS, 1910; SIGAFOOS - HOPKINS, 1940; McROBERTS - MORGENSTERN, 1974); elles proviennent soit de la déchirure de la couverture végétale consécutivement à l'apparition d'une surpression hydrostatique liée à une fonte brutale ou à un événement pluvial, soit de la fonte rapide d'un corps de glace, faisant apparaître à l'aval de l'encoche d'arrachement thermokarstique, un lobe épais, boueux et instable (retrogressive flow). Ces lobes avancent de 1 à 2 m par an si le phénomène est assez profond et la couverture végétale initialement continue (observation personnelle, Spitzberg, 1985) ou de plusieurs dizaines de mètres en terrain nu (McROBERTS - MORGENSTERN, 1974).

La plupart des auteurs se rattachent au schéma proposé par Washburn mais veulent tous incorporer dans une même dynamique des formes dont la texture, l'orientation et le drainage sont éminemment variés et induisent des conditions dynamiques très différentes. De plus, la plupart des auteurs raisonnent en bilan annuel lorsqu'il s'agit de mesurer les déplacements, et non en fonction du nombre effectif de cycles gel-dégel. Certes, ce raisonnement est à peu près valable à basse altitude en milieu arctique comme l'a très bien montré C. HARRIS (1974) mais ne peut être appliqué tel quel là où il existe plusieurs cycles de gel efficaces par an.

Une autre approche est également utilisée à la fois pour la cryoreptation, la gélifluxion et pour les coulées boueuses. C'est celle du fluage en fonction des limites d'Atterbeg, auxquelles de nombreux auteurs se réfèrent. Cette approche n'est pas valable en présence d'agrégation cryogénique stable; elle doit être modulée en fonction de la texture apparente du sédiment et non de sa texture réelle (VAN VLIET, 1985).

Parallèlement aux études des géomorphologues, les géotechniciens ont développé le concept de la consolidation après la fonte et de l'équilibre des surpressions hydrostatiques en fonction de la compaction des sédiments fins (McROBERTS, 1978); il reflète mieux la réalité des observations que les approches classiques. De plus, McROBERTS - MORGENSTERN (1974) ont défini un taux de consolidation R en relation avec le poids du sol (densité) et avec la pente permettant de calculer l'instabilité du versant à différents degrés de sursaturation hydrique. Ce concept, à la différence de la classification de Washburn, permet de comprendre le continuum de mouvements et de vitesses effectivement mesuré sur le terrain en relation

avec le drainage des sites. Ce concept de Consolidation se rapproche très fort à la fois du concept de creep proposé par CARSON et KIRKBY (1972) et du nôtre (VAN VLIET-LANOE, 1982).

APPROCHE CINETIQUE: les types de déplacement définis par leur vitesse en relation avec la pente et leur localisation

Si l'on se réfère aux évolutions de la vitesse de déplacements disponibles dans la littérature (revue bibliographique effectuée par D.HARRIS, 1981a), une première constatation s'impose si l'on retient uniquement les données recueillies en milieu arctique, c'est-à-dire celles qui sont les plus proches des valeurs obtenues par cycle effectif de gel-dégel: quatre grands domaines peuvent être ainsi définis:

- Un premier domaine correspond à des petits déplacements assez proportionnels à la pente comme l'a d'ailleurs énoncé WASHBURN (1967); sa valeur moyenne correspond à ± 3 cm/an pour une pente de 15° et la valeur maximale relevée est de 8 cm/an pour une pente de 25° . Ces valeurs sont en fait 2 à 3 fois supérieures à la cryoreptation potentielle du site et toujours plus élevées en milieu humide qu'en milieu drainé comme l'ont souligné de nombreux auteurs.

- Un second domaine, très voisin du premier est confiné aux pentes faibles, inférieures à 10° . Il est caractérisé par une gamme de déplacements 4 à 5 fois supérieure à la cryoreptation potentielle et correspond à celle de matériaux humides, peu végétalisés, situés souvent en bas de versant.

Ces deux domaines très voisins restent, à notre avis, dans la catégorie des milieux soumis à la cryoreptation et à un déplacement sous des milieux soumis à la cryoreptation et à un déplacement sous des conditions proches de la saturation hydrostatique, du moins au front de dégel.

- Un troisième domaine correspond à des lobes sur versants très humides, aussi bien en matériaux à agrégation cryogénique stable que métastable, et, très souvent, suralimentés en eau de fonte par la présence de névés importants. Ce type de déplacement est toujours supérieur à 10 cm par cycle, c'est-à-dire 10 à 20 fois plus important que la cryoreptation

potentielle. C'est le domaine qui correspond le plus à notre interprétation de la gélifluxion.

Enfin, un dernier domaine, non localisé sur la figure 1 pour raison d'échelle, correspond à celui des coulées boueuses où le déplacement se fait comme nous l'avons écrit plus haut à l'échelle métrique voire décimétrique.

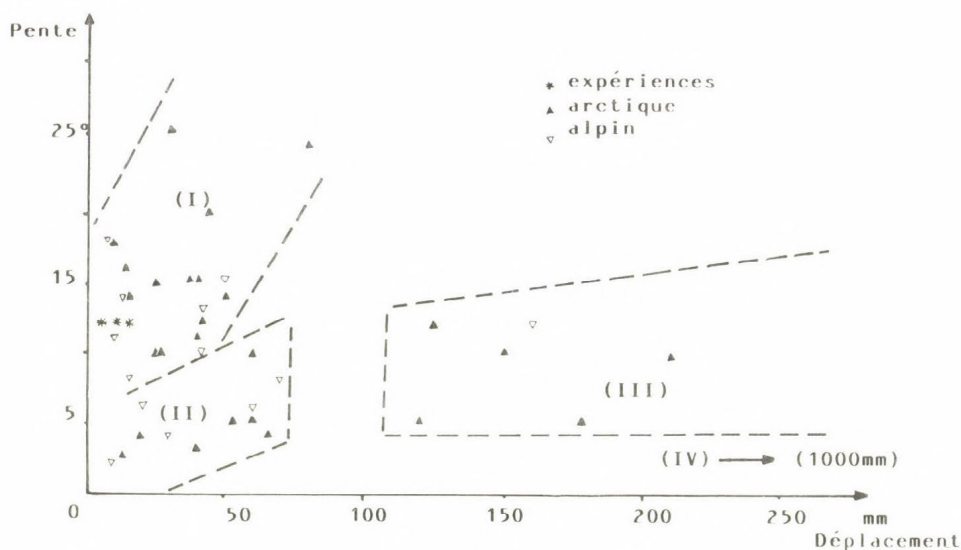


Fig. 1: Domaine de vitesse de déplacement en relation avec la pente. Les limites de domaines ne prennent en compte que les valeurs relevées en milieu arctique ou mesurées expérimentalement. (Types of displacements related with slope. The boundaries reflect only arctic and experimental measurements.)

En fait, ces domaines de vitesse ont été pressentis par DYLIK dès 1967. EMBLETON - KING (1975) situent la limite supérieure de cryoreptation aux alentours de 10 cm/an; ces auteurs considèrent d'ailleurs que la cryoreptation est caractérisée par un profil de vitesse décroissant progressivement en profondeur alors que la gélifluxion se traduirait par un profil présentant un ventre. En fait, comme nous le verrons plus loin, ce dernier type de profil constitue un cas particulier de cryoreptation associé à la présence en profondeur d'une concentration anormale en glace comme l'ont

très bien montré REIN et BURROUS (1980) et MACKAY (1981); les profils de vitesses sont assez différents.

APPROCHE MICROMORPHOLOGIQUE: le rôle de l'agrégation cryogénique et de sa stabilité

Nous avons recherché d'autres critères de définition des modes de déplacement en milieu périglaciaire, susceptibles d'être transposés du milieu actif au milieu fossile (VAN VLIET-LANOE, 1976; 1982), comme l'a également tenté C. HARRIS (1981b).

En conséquence de la comparaison de l'évolution de la microstructure (microfabric) dans les formations superficielles fossiles (VAN VLIET-LANOE et VALADAS, 1985) et actives (VAN VLIET-LANOE, 1983; 1985) nous avons proposé en 1982 de nouvelles définitions tenant compte de l'organisation macroscopique et microscopique du sédiment, en d'autre termes, de son agrégation cryogénique (Tableau 1). Cette évolution, comme nous allons le voir est parfaitement cohérente avec le concept de consolidation après la fonte et avec les domaines de vitesse de déplacement que nous venons de définir (Fig. 1).

Ces différents domaines sont également en étroite liaison avec la stabilité de l'agrégation cryogénique (Tableau 2). En milieu arctique ou dans les matériaux fossiles, l'agrégation se révèle stable pour un rapport silts/argiles ≤ 2.5 . Les matériaux métastables sont susceptibles de perdre leur agrégation dans les 5 premiers centimètres de profondeur à partir de la surface mais la conservent dans les horizons profonds; leur rapport silts/argiles est compris entre 2.5 et 8. Quant aux matériaux instables, ils perdent complètement leur organisation lors de la réhumectation associée au dégel; leur rapport silts/argiles est généralement supérieur à 8. En milieu alpin, les limites de stabilité sont un peu plus élevées en raison des températures hivernales modérées et d'une compaction imparfaite des agrégats par la cryodessiccation et la glace de ségrégation (VAN VLIET-LANOE, 1985).

¹ La cryoreptation dérive essentiellement du tassement du sédiment au fur et à mesure de son dégel sur pente, en relation avec le gonflement cryogénique effectif; il s'agit d'un mode de déplacement





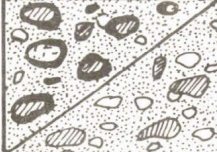
très voisin de l'écoulement laminaire, caractérisé par un profil de déformation du sol présentant de nombreuses microdiscontinuités correspondant à l'emplacement des lentilles de glace, en d'autres termes d'un fauchage microdiscontinu. Les sédiments glissent petit à petit, plan par plan lors de la fonte des lentilles de glace (VAN VLIET-LANOE, 1982), comme l'avait pressenti WILLIAMS en 1957 et comme l'a démontré AZUET en 1985. L'intensité du déplacement décroît régulièrement en profondeur dans la majorité des cas et reste en surface, de l'ordre du centimètre par cycle gel-dégel. Lorsque la pression hydrostatique est faible, le déplacement correspond quasiment à la cryoreptation potentielle, quoique toujours légèrement supérieur en raison de l'omniprésence du drainage latéral; c'est ce que nous appellerons une cryoreptation initiale (Tableau 1, photo 1)

En milieu texturalement stable ou métastable, l'agrégation cryogénique reste lamellaire, voire triée. Par contre si l'intensité du déplacement est 2 à 3 fois supérieure à la cryoreptation potentielle, les agrégats (silt argileux) ou seulement les coiffes silteuses (structure triée) seront déformés plastiquement et deviendront dissymétriques (Photo 2); c'est la cryoreptation sensu-stricto, bien évoluée telle qu'on peut la rencontrer lorsque la charge hydrostatique liée à la pente et la ségrégation de glace qui en découle deviennent plus importantes, les valeurs de déplacements sont toujours inférieures à 5 cm/cycle sauf sur pente très forte

Par contre, si la texture est pauvre en colloïdes et donc instable, la destruction partielle de l'agrégation cryogénique lors de la fonte limitera la capacité de drainage et permettra exceptionnellement l'expression réelle de la limite de plasticité du sédiment par surcharge hydrostatique. C'est le seul cas où une pluviosité estivale excessive peut provoquer une remobilisation du matériel par simple creep hydrique. Néanmoins, les traits microscopiques observés dans de tels matériaux témoignent du caractère très limité de cette mobilité supplémentaire: le déplacement global n'excède en rien celui du domaine I défini dans la figure 1.

2⁰ L'étape suivante correspond à un domaine transitoire ou de cryoreptation accélérée; il se manifeste aussi bien au niveau de la microagrégation qu'en ce qui concerne les vitesses de déplacement (domaine II, Fig. 1). Il est caractérisé par la persistance des figures de cryoreptation dans certaines lames de sédiments, généralement un peu plus grossières que le reste du matériel et, par l'apparition

Tableau I: Corrélations entre les domaines de déplacements, l'organisation microscopique cryogénique, sa stabilité et le drainage. (Correlation between displacement types, cryogenic microfabric and its stability and drainage.)

DOMAINE	VITESSE	MICROSTRUCTURE	SURCHARGE HYDROSTATIQUE	AGREGATION CRYOGENIQUE	TEXTURE
I CRYOREPTATION POTENTIELLE	1 à 10mm selon la pente et la texture		nulle	sans influence	toute texture gélive
I CRYOREPTATION NATURELLE I	2 à 3 fois la cryorepta- tion potenti- elle.		faible, par simple drainage latéral	faible influence	toute texture gélive
CRYOREPTATION ACCELEREE II	4 à 5 fois la cryorepta- tion potenti- elle.		modérée, par drainage latéral cumulatif	stable à métastable	toute texture gélive sauf sables et silts sableux
GELIFLUXION III	10 à 20 fois la cryorepta- tion potenti- elle.		importante, liée à une cause externe	stable	sables grossiers avec limon arg. limons argileux argiles
COULEES BOUEUSES IV	> 20 fois la cryorepta- tion potenti- elle.		importante, liée à une cause externe	métastable à instable	sables, sables silteux et silts

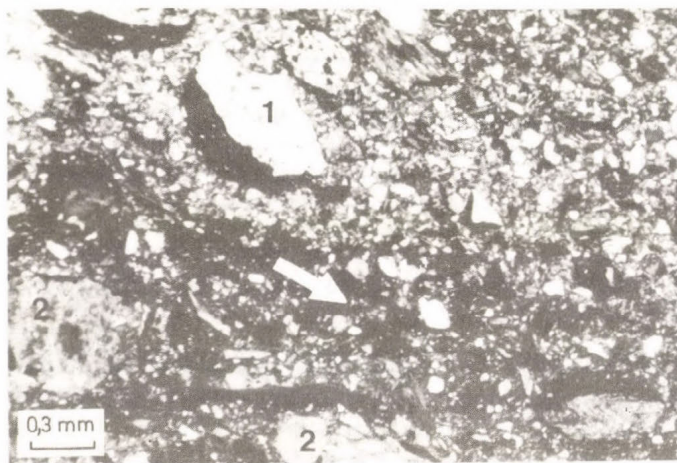
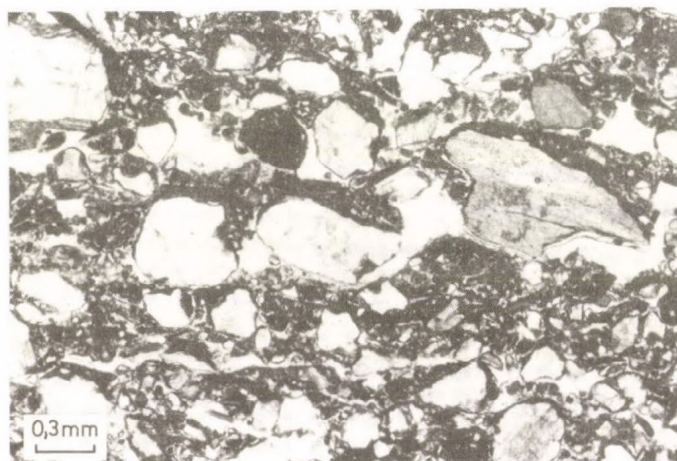
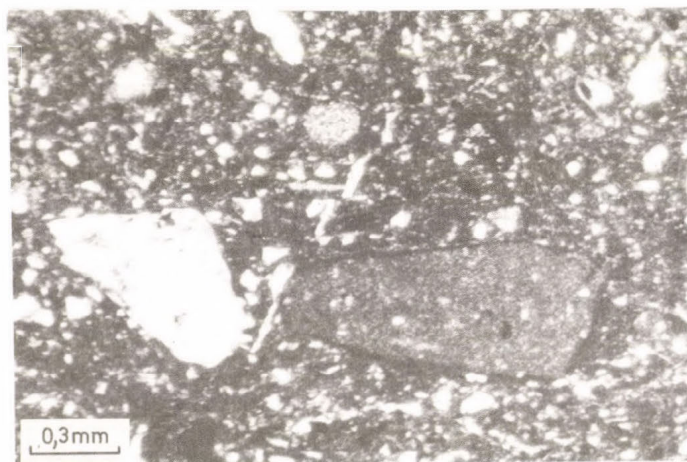


Photo 1: Cryoptation initiale; sol strié sur silts argilo-calcaires, exposition NE. Ny Ålesund-aérodrome, Svalbard. Noter le décrochement en escalier d'une fente en relation avec les plans de ségrégation de glace. (Initial frostcreep, in sorted exposed to the NE, calcareous clayish silts.)

Photo 2: Cryoreptation naturelle à coiffes dissymétriques. Sable dunaire organique du Weichsélien Ancien. Brouennou, Bretagne Occidentale, France. (Frostcreep with dissymmetric cappings, organic dunes sands (fossil).)

Photo 3: Cryoreptation accélérée ou domaine transitoire. (1) basculement des coiffes avec tendance à la gélifluxion, (2) cryoreptation simple. Sable marin silteux, Gåsebu, Svalbard. (Accelerated frostcreep, or transitional domain, in marine silty sands.)

dans les lits fins d'agrégats granulaires coiffés de silts sur toutes les faces, ce qui témoigne de leur rotation. Cette organisation résulte d'une surcharge hydrostatique liée au drainage latéral, surtout en bas de versant, mais cette fois, l'évacuation des eaux est bloquée ou fortement limitée vers l'aval. Ici, il n'est pas nécessaire de faire appel à une alimentation externe supplémentaire. Cette situation peut également être liée à une rupture brutale de pente au milieu d'un versant. La surcharge reste modérée mais présente pendant toute la période de fonte au niveau du front de dégel et de ce fait, les déplacements sont 4 à 5 fois plus importants que la cryoreptation potentielle. Dynamiquement, le matériel glisse à la manière d'un flux laminaire, mais dont certains "filets" d'écoulement présentent une agrégation granulaire, (Photo 3, Tableau 1), conséquence d'une réduction locale des forces de frottement internes en relation avec une sursaturation hydrique et avec la stabilité de l'agrégation cryogénique. En d'autres termes, c'est la conductivité hydraulique des différentes strates qui contrôlera le mouvement de masse. C'est le mode de déplacement le plus fréquent à la base de grands versants ou en présence de concentration locale drainage interne.

3⁰ En présence de ce que nous avons qualifié de *gélifluxion* au sens strict, la rotation des agrégats et petites pierres coiffées, entrevue dans certains "filets" d'écoulement de la cryoreptation accélérée, se généralise; elle témoigne d'une réduction très importante des forces de frottement internes (Photo 4, Tableau 1). Ce phénomène est lié à l'établissement d'une surpression hydrostatique en relation avec une alimentation supplémentaire en eau du versant. Elle atteste d'un caractère fluant assez comparable à un écoulement turbulent.

Si le matériel est limono-graveleux, les fragments grossiers sont coiffés sur toutes les faces par les fines et l'ensemble se comporte au dégel comme un matériel très drainant. Dans le cas de textures stables, ce sont les agrégats qui se comportent ainsi. C'est cette capacité à une évacuation très rapide de la surcharge hydrostatique qui limite relativement le déplacement, bien qu'il soit au moins dix fois supérieur à la cryoreptation potentielle (domaine III). Dans cette gamme de déplacement, WILLIAMS (1957) a pu observer que la surpression hydrostatique était affectée par un rythme en relation avec le caractère diurne de la fonte d'un névé. En restaurant la lubrification des agrégats bien au-dessus du front de gel, cette augmentation rythmée de la pression hydrostatique pourrait bien être responsable du supplément de mobilité enregistré dans les lobes de gélif-

luxion par rapport aux conditions de cryoreptation accélérée. L'origine de cette sursaturation hydrique, indépendante de l'eau de fonte des lentilles de glace internes au versant, doit être qualifiée d'externe; elle est la résultante de la présence, en amont du mouvement de masse, d'une congère, d'une résurgence de lac, d'un nald proglaciaire ou d'une concentration importante de l'écoulement comme en présence d'un substrat imperméable ou d'un pergélisol.

Le type d'organisation microscopique, liée à la gélifluxion peut apparaître très superficiellement en exposition sud, comme par exemple à la surface de sols striés, dont la dynamique interne est la cryoreptation, ou plus profondément si l'alimentation externe en eau est longue à tarir en période de fonte.

⁴ Les coulées boueuses sont peu fréquentes, surtout en milieu fossile. Elles apparaissent dans des conditions de drainage assez voisines de celles de gélifluxion -soit que la saturation hydrostatique devient telle que même en milieu à agrégation cryogénique stable, la limite de liquidité est largement dépassée, comme c'est le cas en présence de phénomènes thermokarstiques-, soit que l'évacuation de cette sursaturation est fortement limitée par la destruction de l'agrégation cryogénique lors de la réhumectation du sédiment au dégel (VAN VLIET-LANOE et al., 1984). Micromorphologiquement, le matériel est, dans le premier cas caractérisé par la persistance d'agrégats ou de blocs coiffés dans une matrice amorphe (Photo 5), soit dans le cas de matériaux instables par une matrice amorphe, très riche en vésicules. La très grande mobilité de ces dépôts provient essentiellement de leur difficulté à évacuer la surpression hydrostatique, en d'autres termes, à se drainer à la différence de la gélifluxion au sens strict (domaine IV, Fig. 1).

D'autre part, en raison de l'action répétée du gel-dégel, les matériaux subissent une modification de leur composition granulométrique (VAN VLIET-LANOE, 1985) par lavage en période de fonte. Les horizons superficiels voient leur teneur en argiles et en silts diminuer progressivement en faveur des horizons profonds et de la portion inférieure du versant qui s'engraissent petit à petit (Tableau 2). Dans les horizons superficiels, ce phénomène est en relation avec la destruction des agrégats peu consolidés par le gel lors de leur réhumectation en période de fonte (VAN VLIET-LANOE et al., 1984). La suspension ainsi produite est prise en charge par le drainage oblique et sédimente au fur et à mesure de la per-

Tableau II: Caractéristiques texturales, stabilité de l'agrégation cryogénique (I^{\times} : % $2\mu\text{m}$) et drainage (— a++: du plus médiocre au drainage extrême) de quelques formes étudiées au Spitzberg et dans les Alpes méridionales. (Textural constitution, cryogenic fabric stability (I^{\times} : % $2\mu\text{m}$ / % $2-50\mu\text{m}$) and drainage (— to ++: the worst to the best one) in some mobile forms from Spitzberg and from southern Alps.)

FORMES	SITES pente expo.	Profondeur (c m)	Indice de Stabilité *	Argiles % $2\mu\text{m}$	Roches et sédiments	Comportement au dégel	Drainage
SOLS STRIES <u>ARCTIQUES</u>	Gåsebu 12° NE	0-15 15-30	8 6	4 2	sables éoliens	instable métastable	-
	Ny Alesund aérodrome 20° SO	0-10	2.7	24	schistes	stable	(+)
	15° NE	0-10 10-20	15.0 8.8	4 7	calcaires dolomitiques	instable métastable	(-) (-)
OSTIOLE FLUE	Gåsebu 5° NE	0-10	8.4	5	sables glacio-marins	metastable	(+)
LOBE (gélifi- xion)	AustreLoven 5° NE	0-10	3	5	till sableux	stable	--
SOLS STRIES <u>ALPINS</u>	Tuissier 5° SE	0-5 35-40	3.5 1.6	9 18	flysch	instable stable	- -
	Sauvagea 7° SO	0-5 20-30	5.3 2.5	8 18	flysch	instable stable	- -
	Mortice 8° NO	0-2 30-35	3.6 1.8	6 16	flysch	instable Stable	- -
	7-8° E-SE	0-5	11	4	flysch	instable	
	Lac Premier 19° (front) SO	0-10 20-30	5 11.5	12 6	calcaire dolomitique	stable instable	++ ++
TERRASSETTE	Crête de 20° Vars SE	0-10	4	6	calcaire dolomitique	métastable instable	+ -

te de compétence des eaux de percolation. Cette migration de particules est très marquée dans les matériaux sablonneux très hétérométriques et riches en silts et procède des mêmes phénomènes que ceux nécessaires à la constitution des coiffes cryogéniques (silts capping) (VAN VLIET-LANOE, 1985). La résultante de ce phénomène est une instabilité croissante des horizons superficiels, notamment en haut de versant et, de ce fait, une sensibilité accrue aux coulées boueuses. Par contre, les horizons profonds ou les portions inférieures de versants voient la stabilité de leur agrégation cryogénique augmenter progressivement, au même titre que leur faculté de drainage: la dynamique de déplacement pourra donc ralentir. Ce phénomène est partiellement connu dans le cadre d'éboulis ou de tills grossiers, mais seuls les silts s'accumuleront en bas du versant, les argiles étant transportées plus loin en raison du caractère macroscopique de la porosité interstitielle. Des coulées boueuses apparaîtront dans ces sites comme cela s'observe très bien dans les Alpes ou au Spitzberg (Tableau II).

De ce fait, la fréquence des coulées boueuses (mudflow) peut être non pas une caractéristique de la nature initiale du dépôt mais bien la résultante du lessivage de l'horizon superficiel par l'action répétée de la ségrégation de glace et de la fonte au cours de leur évolution, phénomène qui s'applique aussi aux ostioles boueuses (mudboil, VAN VLIET-LANOE, 1986).

TYPOLOGIE DES DEFORMATIONS OBSERVEES EN COUPE SELON LE DOMAINE DE DEPLACEMENT ET LA TENEUR EN GLACE DES MATERIAUX ENVISAGES

REIN et BURROUS (1980) ont fort bien montré expérimentalement que des concentrations importantes en glace de ségrégation provoquaient un déplacement latéral important du matériel lors de la fonte, même en présence de pente faible.

On peut donc, en se basant sur nos observations et celles de REIN et BURROUS, établir selon le domaine de mobilité envisagé des profils de déplacement global du sol au fur et à mesure de la fonte (Fig. 2). La présence d'un ventre sur un profil de déplacement n'est pas nécessaire-

ment liée à la gélifluxion comme l'avaient proposé CARSON et KIRKBY (1972), mais ce phénomène marque essentiellement une discontinuité temporaire dans le mode de mouvement. Cette discontinuité est liée soit à une concentration anormale en glace à une profondeur donnée, liée à la présence de glace de regel (MACKAY, 1981), à un thermokarst (EGGINGTON - FRENCH, 1985) ou encore à une discontinuité de la conductivité hydrique liée au caractère stratifié d'un matériel comme nous avons pu l'observer à maintes reprises aussi bien en milieu actif (Spitzberg et Alpes) qu'en milieu fossile (Bretagne et Normandie), soit à une anomalie dans l'alimentation en eau du versant en période de fonte comme c'est le cas de la gélifluxion.

Les figures de déformation observées en coupe aussi bien en milieu actif que fossiles s'expliquent également aisément.

En ce qui concerne la cryoreptation, le fauchage n'implique pas nécessairement la présence d'un pergélisol; le plan de déplacement nul est, pour des conditions stationnelles identiques, plus proche de la surface en exposition sud qu'en exposition nord, ce qui devrait être logiquement le contraire si ce plan correspondait exclusivement au sommet du pergélisol. Le fauchage est très important et très superficiel en exposition sud en raison de son contrôle par le drainage et le nombre relativement plus grand des cycles gel-dégel (VAN VLIET-LANOE, 1982) (Fig. 3).

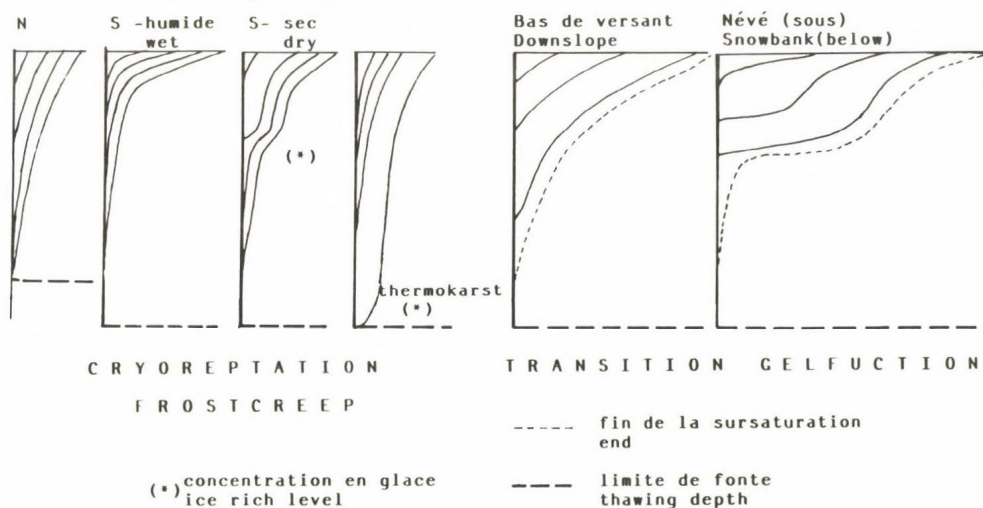


Fig. 2: Profils de déplacement global théorique obtenu lors d'un seul dégel, pour différentes conditions de milieu. (Profile of global displacement occurring during a single thaw event (theoretical) in different environmental conditions

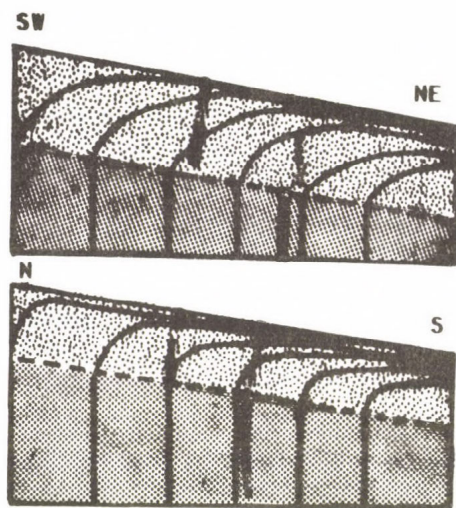


Fig. 3: Figures de fauchage par coreptation selon l'orientation (d'après VAN VLIET-LANOE, 1982). (Bending figures related to frost-creep and orientation differences (from VAN VLIET-LANOE, 1982))

Tout comme les profils de déplacement global, le fauchage peut être perturbé par des teneurs en glace différentes selon les strates du substrat, pour les raisons que nous avons évoquées plus haut. Cette situation peut, selon la qualité du drainage, aboutir à des figures en crochets en présence de structures verticales (Fig. 4a), assez voisines de celles décrites par EGGINTON et FRENCH (1985), ou en cuillères au départ de lits horizontaux (coupe de Tancarville; LAUTRIDOU et al., 1986) (Fig. 4b). Ces types de déformations sont très fréquents en milieu sableux ou sablo-limoneux.

Enfin, lorsque le fauchage affecte des matériaux de texture différente, la présence du gonflement différentiel, en relation avec le gradient de gélivité (VAN VLIET-LANOE, 1985) et la qualité du drainage, produira un certain nombre de figures caractéristiques. En présence d'un réseau de fentes, et d'un gradient de gélivité, les phénomènes de cryoturbation par injection du substrat s'exprimeront syngénétiquement au fauchage, avec étirement des fentes de cryodessiccation (VAN VLIET-LANOE, 1983), l'in-

jection acquérant une configuration relevante; par contre, si le fauchage est épigénétique, la configuration s'exprimera différemment (Fig. 5). Ces types de déformation sont courants en milieu loessique et sablo-limoneux.

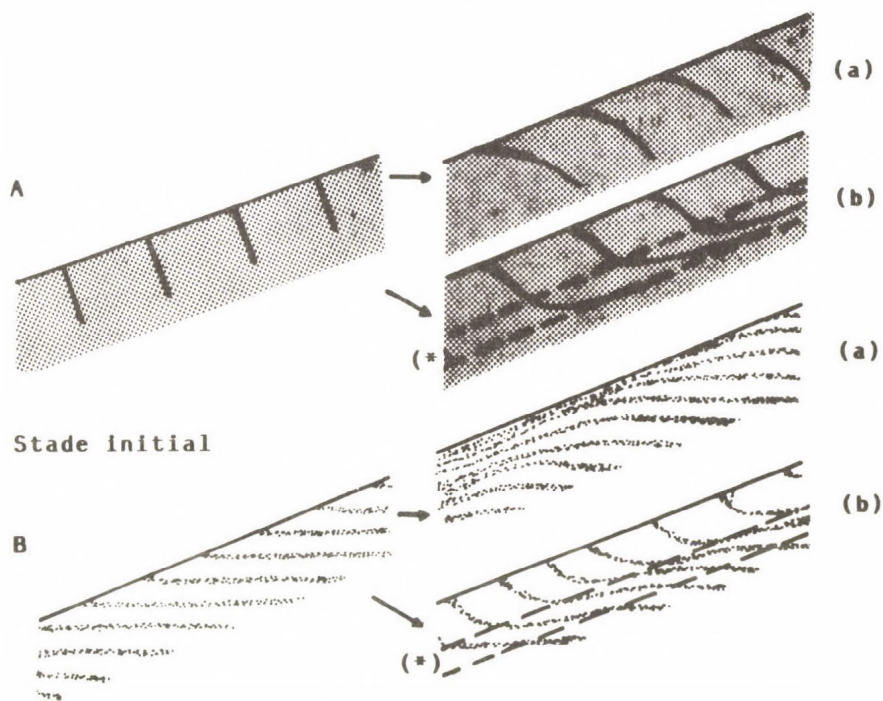


Fig. 4: Déformation de structures horizontales et verticales par cryoreptation en relation avec le drainage. (Deformation of horizontal and vertical figure by frostcreep, in relationship with the drainage)

Par contre, si le gonflement différentiel et le gradient de gélivité agissent dans un contexte non-fissuré, le fauchage s'exprimera sous forme de langues en relation avec une instabilité tangentielle de l'écoulement, le gonflement différentiel impliquant des teneurs en glace différentes et donc des déplacements contrastés selon les matériaux envisagés. En présence d'un gradient positif (le matériel le plus gélif est en surface), on observera des langues étirées, indéniables à celles décrites dans l'Avranchin (Normandie) par LAUTRIDOU (1975) en présence de loess

reposant sur altérites (Fig. 6a) granitiques, ou par nous-mêmes (VAN VLIET-LANOE et VALADAS, 1983) au contact entre coulées limoneuses à blocs reposant également sur altérites granitiques. En présence d'un gradient négatif, les déformations initialement semblables aboutissent en raison du gonflement cryogénique plus important du substrat à des figures voisines de celles publiées par HERZ et ANDREAS au Spitzberg (1966) et de celles présentées par JAHN (1970) dans une optique complètement différente.

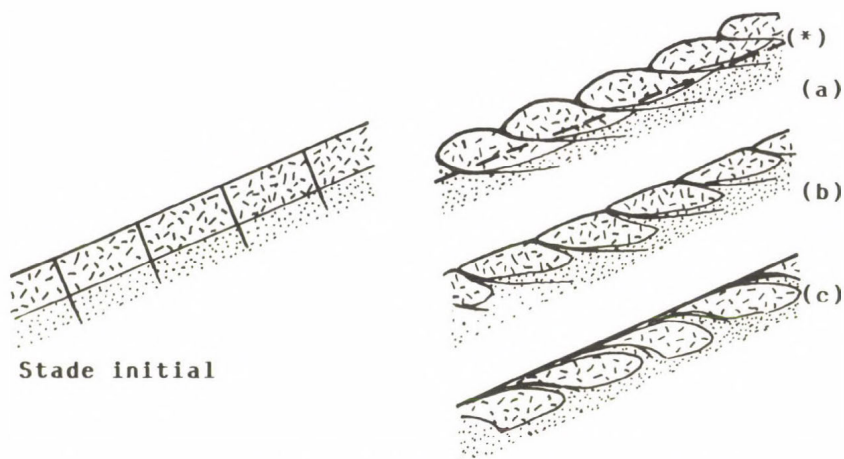


Fig. 5: Matériaux cryoturbés déformés par cryoreptation syngénétique (a et b) et épigénétique (c), en présence d'un gradient de gélivité et d'un réseau de fentes, et, en relation avec le drainage. (a= bon, b= médiocre). (Cryoturbated materials with syngenetic (a and b) and epigenetic (c) frost creep, related with the presence of a net and a frost susceptibility gradient in different drainage conditions /a= well drained, b= poorly drained/.)

Pratiquement toutes les déformations que nous avons présentées sont interprétables dans le contexte de la cryoreptation naturelle. Seules, les figures liées à une instabilité tangentielle de l'écoulement impliquent, du moins dans le cadre d'un gradient de gélivité positif, une mobilisation de la strate superficielle par la cryoreptation accélérée ou par la gélifluxion.

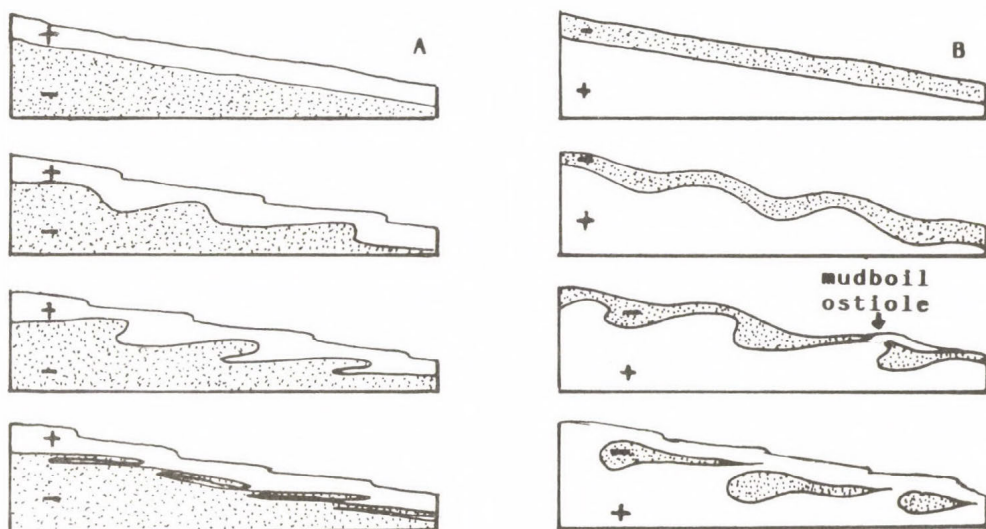


Fig. 6: Figures de déformations de matériaux résultant d'une instabilité tangentielle de l'écoulement en l'absence d'un réseau de fentes et en présence d'un gradient de gélivité positif (A) et négatif (B). (Deformations of material in presence of a tangential flow instability related to a frost susceptibility gradient and an absence of net. (A=positive gradient; B=negative gradient))

D'autre part, les déformations observées en coupe peuvent être assez indépendantes de la microtopographie du versant, ne traduisant pas la déformation plastique profonde des matériaux. Le fauchage correspond en pratique à une mobilisation régulière par la cryoreptation de grands versants périglaciaires; les déformations par instabilité tangentielle de l'écoulement impliquent une accélération locale et sont à mettre en relation avec une topographie macrolobée. Néanmoins, en milieu fossile, la présence de lobe est difficile à déceler sauf en cas de présentation de structure frontales; si le lobe n'est pas colonisé par la végétation, seule une stratification du matériel en amont de la coulée, notamment par enfouissement du dallage frontal, témoignera comme au Spitzberg ou dans les Alpes de son passage; si le couvert végétal est continu, l'enfouissement progressif des matériaux par des lobes successifs peut créer un faciès pseudo-stratifié comme l'a souligné JAHN en 1970. Cependant, ces observations doivent être utilisées avec

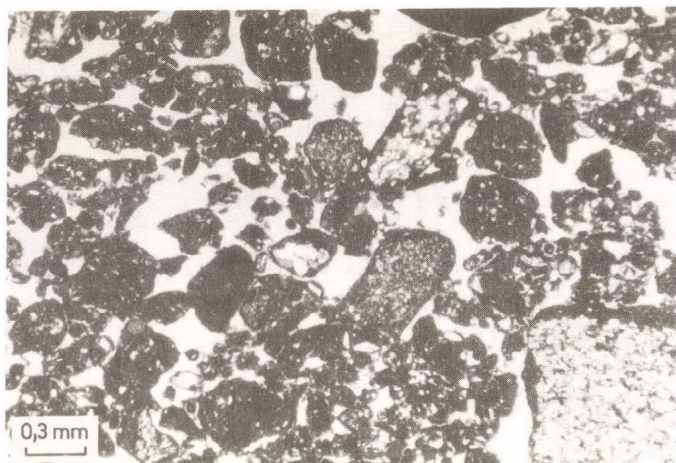


Photo 4: Gélifluxion sur schistes, horizon superficiel de sol strié en exposition SW. Ny Ålesund-aérodrome, Svalbard. (Gelifluction is shale mud, in SW exposed sorted stripes; superficial layer.)



Photo 5: Coulée boueuse à éléments coiffés, head à matrice loessique du Pléniglaciaire Supérieur. Port Racine, Contentin France. (Mudflow with capped fragments; loessic head (fossile)).

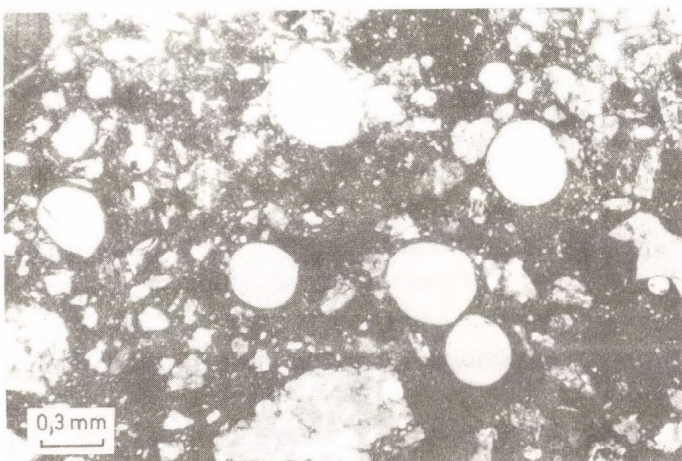


Photo 6: Coulée boueuse vésiculeuse; petit lobe sur silt sableux calcaire, exposition NE. Ny Ålesund-aérodrome, Svalbard. (Skinflow in calcareous silts, flat lobe exposed to the NE.)

prudence puisque nous avons observé au Spitzberg des structures en langues décimétriques sans qu'une morphologie superficielle ne s'exprime (VAN VLIET -LANOE, 1986).

CONCLUSION

La définition de ces quatre domaines de déplacement semble cohérente avec ceux définis sur la base de leur organisation cryogénique (agré-gation et stabilité). Ils peuvent être appliqués sans difficulté au milieu fossile, ce qui permet une interprétation plus fine des paléo-milieus.

Néanmoins, les formations solifluées par la cryoreptation, la géliflu-xion ou les coulées boueuses ne peuvent être interprétées paléoclimatique-ment qu'en tant qu'indicatrices d'un milieu à gel saisonnier.

La dominance du caractère géliflué est liée à une concentration parfois temporaire du drainage et à la stabilité de l'agré-gation cryogénique du sédiment. Elle n'est pas obligatoirement révélatrice d'un pergélisol mais, sa fréquence élevée, à l'échelle d'une paléotopographie, constitue plus un indice de présence d'un niveau imperméable en profondeur qu'un indice d'humidité générale du paléoclimat.

La dominance du caractère "coulée boueuse" est essentiellement liée à une instabilité de l'agré-gation cryogénique, à une concentration du drainage et au vieillissement du dépôt.

Par contre, les formations solifluées dominées en position de bas de versant par la cryoreptation, accélérées par les coulées boueuses et par-fois retouchées par le ruissellement sont l'indice indubitable d'un gel saisonnier profond dans un contexte très humide.

D'autre part, la grande majorité des figures, attribuées en coupe à la gélifluxion dans la littérature, peuvent être expliquées par l'action d'une simple cryoreptation naturelle, en relation avec le drainage, l'ab-sence ou la présence d'un réseau de fentes, le gradient de gélivité et la localisation habituelle des concentrations en glace de ségrégation.

REMERCIEMENTS

Ce travail a été mené dans le cadre du programme du Centre de Géomorp-hologie du CNRS: "Etudes comparatives des phénomènes périglaciaires actifs

et fossiles et de leur reconstitution expérimentale" dirigé par J.P. LAUTRIDOU.

Les reconstitutions expérimentales ont été effectuées en collaboration avec J.P. COUTARD. Les analyses texturales ont été obtenues au Laboratoire de Sédimentologie dirigé par M.LEVANT, les lames pétrographiques ont été fabriquées par C.BLANCHET. La dactylographie a été assurée par C. MATEÛS.

REFERENCES

- BENEDICT, J.B. (1970): Downslope soil movement in a Colorado alpine region: rates, process and climatic significance. - *Arctic and Alpine Research*, 2. 165-226.
- CAPS, S. (1910): Rock glaciers in Alaska. - *Journal of Geology*, 18. 359-75.
- CARSON, M.A.-KIRKBY M.J. (1972): *Hillslope form and process*. Cambridge University Press. 475 p.
- CHANDLER, R.J. (1972): Periglacial mudslides in Vestspitsbergen and their bearing on the origin of fossil "solifluction" shears in low angled clay slopes. - *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 5. 223-241.
- DAVISON, C. (1889): On the creeping of the soil cap through the action of frost. - *Geological Magazine*, 6. 255-261.
- DYLIK, J. (1951): Some periglacial structures in Pleistocene deposits of Middle Poland. - *Bulletin de la Société des Sciences et des lettres de Łódź*, 3. 1-6.
- DYLIK, J. (1967): Congelifluxion and related slope processes. - *Geografiska Annaler*, 49. 167-177.
- EGGINGTON, P.-FRENCH, H.M. (1985): Solifluction and related processes eastern Banks Island, N.W.T. - *Can. J. Earth Sci.*, 22. 1671-1678.
- HARRIS, C. (1974): Autumn, winter and spring soil temperatures in Okstindan Norway. - *Journal of Glaciology*, 13. 521-534.
- HARRIS, C. (1981a): *Periglacial mass-wasting: a review or research*. BGRG Research Monograph, 4. (Geobooks, Norwich).
- HARRIS, C. (1981b): Microstructures in solifluction sediments from South Wales and North Norway. - *Biuletyn Peryglacjalny*, 28. 221-226.

- HARRIS, C. (1986): Mechanisms of mass movements in periglacial environment.-In: "Slope stability". Édité par M.ANDERSON - K. RICHARDS, John Wiley Publ. (0, 531-559.
- HERZ, K. - ANDREAS, G. (1966): Untersuchungen zur Morphologie der Periglazialen Auftauschicht im Kongsfjordgebiet (Westspitzbergen). - Petersmanns. Mittell. 110, 3. 190-198.
- HIGASHI, A. - Corte, A.E. (1971): Solifluction: a model experiment. - Science, 171. 480-482.
- JAHN, A. (1970): Zagadenia strify peryglacjalny. Warszawa, Pàn. Wydaw. Nauk., 202 p.
- LAUTRIDOU, J.P.(1975): Les arènes litées des massifs de Vire et d'Avranches: âge et genre.-In: Symp.modelé d'origine froide et roches cristallines. Paris, 1975", P. Raynal édit. Strasbourg, 141-146.
- LAUTRIDOU, J.P., KEEN, D., MONNIER, J.L. et al. (1986): Loess et autres dépôts pléistocènes de l'Europe du Nord-Ouest. Relation avec les formations marines. Livret-guide de l'excursion INQUA- Commission des Loess et UGI Commission Périglaciaire. Normandie-Jersey-Bretagne, 20-27 Août 1986. Publ. Centre de Géomorphologie du CNRS - 199 p.
- MACKAY, J.R. (1981): Active layer slope movement in a continuous permafrost environment, Garry Island. N.W.T. Canada. - Canadian Journal of Earth Science, 198. 1666-1680.
- McROBERTS, E.C. (1978): Slope stability in cold regions.-In: Geotechnical Engineering for Cold Regions, ed. ANDERSLAND, O.B. - ANDERSON, D.M. McGraw-Hill, New York, 363-404.
- McROBERTS, E.C. - MORGENSTERN, N.R. (1974): The stability of thawing slopes. - Canadian Geotechnical Journal, 11. 447-469.
- REIN, R.G. - BURROUS, C.M. (1980): Laboratory measurements of subsurface displacements during thaw of low-angle slopes of a frost susceptible soil. - Arctic and Alpine Research, 12. 349-358.
- SIGAFOOS, R.S. - HOPKINS, D.M. (1952): Soil stability on slopes in regions of perennially frozen ground.-Highway Research Board Special Report, 2. 176-192.
- VAN VLIET-LANOE,B.(1976): Traces de ségrégation de glace en lentilles associées aux sols et phénomènes périglaciaires fossiles. - Biuletyn Peryglacjalny, 26. 41-54.
- VAN VLIET-LANOE, B. (1982): Structures et microstructures associées à la formation de glace de ségrégation. Leurs conséquences.-In: Proc.

- 4th Canadian permafrost Confer. Calgary, 1981, 116-122. (Roger Brown Memorial, édité par H.M. FRENCH, public. NRCC, Ottawa)
- VAN VLIET-LANOE, B. (1983): Etudes cryopédologiques au sud du Kongsfjord, Svalbard. Rapport de la mission Spitzberg 1982. Publication interne du Centre de Géomorphologie du CNRS, Caen, 39 p.
- VAN VLIET-LANOE, B. (1985): Frost effect in soil.-In: Soil and Quaternary Landscape evolution. Édité par J. BOARDMAN. J. Wiley Publ. Co. London, 117-156.
- VAN VLIET-LANOE, B. (1986): Recherches cryopédologiques au Sud du Kongsfjord: de l'origine des sols structurés périglaciaires par gonflement cryogénique différentiel et gradient de gélivité. - Internord, 19. 14 p. (à paraître)
- VAN VLIET-LANOE, B., COURARD, J.P. - PISSART, A. (1984): Structures caused by repeated freezing and thawing in various loamy sediments. A comparison of active fossil and experimental data. - Earth Surface and Landforms, 9. 553-565.
- VAN VLIET-LANOE, B.-VALADAS, B. (1983): A propos des formations déplacées de versants cristallins des massifs anciens: le rôle de la glace de ségrégation dans la dynamique. - Bull. Ass. Française pour l'Etude pour l'Etude du Quaternaire, 4. 153-160.
- WASHBURN, A.L. (1967): Instrumental observations of mass-wasting in the Mesters Vig district, N.E. Greenland. - Meddelelser om Grønland 166. 1-297.
- WILLIAMS, P.J. (1957): Some investigations into solifluction features in Norway. - Geographical Journal, 123. 42-58.

Adresse de l'auteur:

Dr. B. Van Vliet-Lanoe: Centre de Géomorphologie du CNRS, - Rue des Tilleuls - 14000 Caen (France)

EXOSCOPIE COMPAREE DE CRYOSEGREGATIONS CALCIQUES ET DE CRISTALLISATIONS CARBONATEES BIOGENES

J.-P. Adolphe

ABSTRACT

Observations under electron microscope allow are to establish biogenetic criteria for freezing. Continental limestone deposits are used as the example.

INTRODUCTION

Cette contribution a pour but de présenter de nouveaux critères de reconnaissance des dépôts sédimentaires, liés à leur genèse. Nous prendrons nos exemples parmi les formations carbonatées continentales et pour ce qui est des dépôts physicochimiques nous envisagerons, dans le cadre de ce symposium uniquement ceux dûs à la congélation.

Exoscopie de cryoségrégations calciques

La démonstration expérimentale d'une précipitation de sels en solution aqueuse par congélation d'eau (=cryoségrégation) imbibant les matériaux meubles ou cohérents (ADOLPHE, 1964; EK et PISSART, 1965), explique, sous climat froid, des dépôts carbonatés en amas granuloïdes ou lenticulaires dans d'anciennes cavités dues à la croissance locale de cristaux de glace (comme il s'en produit actuellement en Sibérie du Nord et en Alaska), mais aussi sous l'aspect de feutre (voisinant ou surmontant les colonnettes de calcin en chou fleur) ou d'encroûtements sous galets d'alluvions fluviatiles comme cela a pu se produire aux périodes froides du Quaternaire (ADOLPHE, 1972; CAILLEUX et DIONNE, 1972).

L'observation au M.E.B. des dépôts de CaCO_3 résultant de congélations expérimentales d'eau bicarbonatée stérilisée et placée en conditions ase-

ptiques, permet de constater une cristallinité quasi générale (Pl. 1).

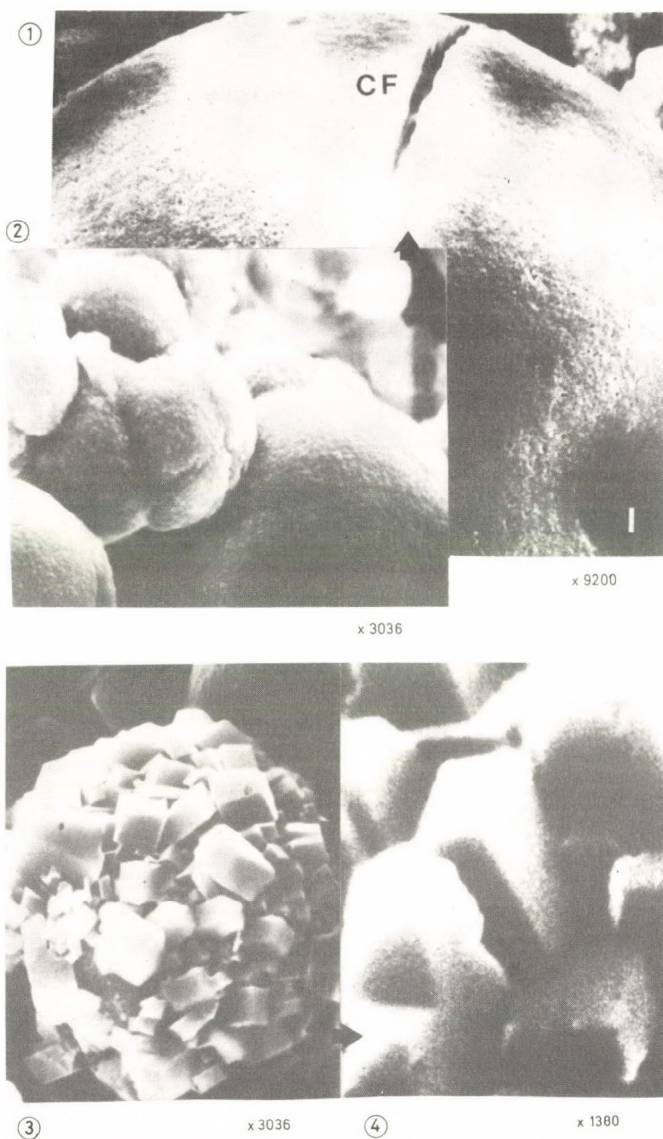


Planche 1: Exoscopie de cryoségrégations calcaïques aseptiques.

Photos 1 et 2: Agencement de sphères calcaïques finement cristallisées. (C.F.= cryofracture; I.= invagination); Photos 3 et 4: Sphère calcaïque à cristallisation grossière; Photos 2 et 4: Les minéralisations sont exemptes de microorganismes, même à fort X.

Ces agrégats cryogénétiques adoptent essentiellement une disposition lamellaire ou sphérique. Les sphères par leur coalescence, constituent des sortes de morula à cristallisation fine ou grossière. Celles dont les parois présentent une fine cristallisation paraissent, à grossissement relativement faible, granuleuses. Cependant, à un fort grossissement, cette impression s'estompe, faisant place à une surface lisse mais piquetée de pores, ténus et polymorphes. Elles sont affectées d'invaginations et de fractures. Les fractures sont équatoriales et profondes, postérieures à l'édification des sphères. Il s'agit d'une cryofracturation qui s'explique par les congélations répétées de l'eau imprégnant en permanence ces dépôts extrêmement poreux.

La cristallisation grossière des autres sphères semble s'édifier anarchiquement sur l'état de surface précédemment décrit. Cette cristallisation se compose de rhomboèdres de calcite de dimensions variables, aux faces lisses, aux arêtes nettes.

Les rhomboèdres sont imbriqués entre eux d'une façon remarquable. La plupart des cristaux constituent des pyramides tronquées et l'insertion des individus, soit basale, soit latérale, procède d'une sorte de "mortaisage" caractéristique.

L'examen tant exoscopique qu'endoscopique de ces dépôts respectivement fins et grossiers n'a jamais révélé, même à très fort grossissement, l'existence de microorganismes et leur culture a toujours été négative. Ces critères les différencient des cristallisations biogènes. Cependant dans tout dépôt produit dans la nature on peut s'attendre à une participation organique puisqu'il s'agit d'un milieu non stérile à la différence du cadre expérimental. C'est le cas, en particulier, des concrétions pseudosphériques rencontrées dans les dépôts fluvioglaciaires et lacustres canadiens et que l'on sait, (depuis les études de CAILLEUX et les mesures isotopiques d'HILLAIRES MARCEL), s'être formées dans les eaux soumises aux congélations des périodes froides du quaternaire. On y observe à la fois des microorganismes et une morphologie présentant de grandes ressemblances avec celle des précipités expérimentaux embryonnaires de carbonate de calcium décrits.

Exoscopie de dépôts carbonates biogènes

Les microorganismes participent fréquemment à l'élaboration des précipitation carbonatées continentales.



1

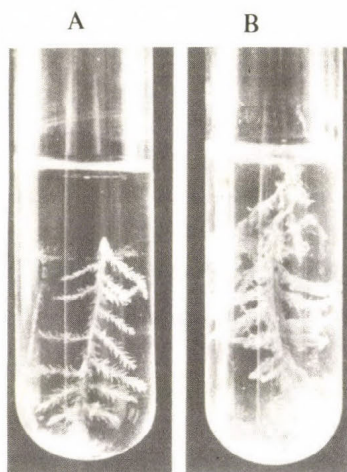
x 577

1 et 2 : Nid oolitique carbonaté
fluviatile actuel (1)
composé de corps bactériens
encroûtés (2).



2

x 8800



3

x 0,46

3 : Preuve expérimentale de l'intervention
de microorganismes vivants dans le
dépôt de carbonate de calcium.

A. Le tube témoin contenant un milieu
de culture et un fragment de bryophyte
stériles demeure indéfiniment limpide.

B. Le liquide du même tubeensemencé
avec des microorganismes calcifiants se
trouble rapidement. On assiste à un
dégagement gazeux et à la formation de
voiles carbonatés blanchâtres
encroûtant le fragment de bryophyte.

Planche 2: Exoscopie de dépôts carbonates biogènes et biocristallogénèse
expérimentale.

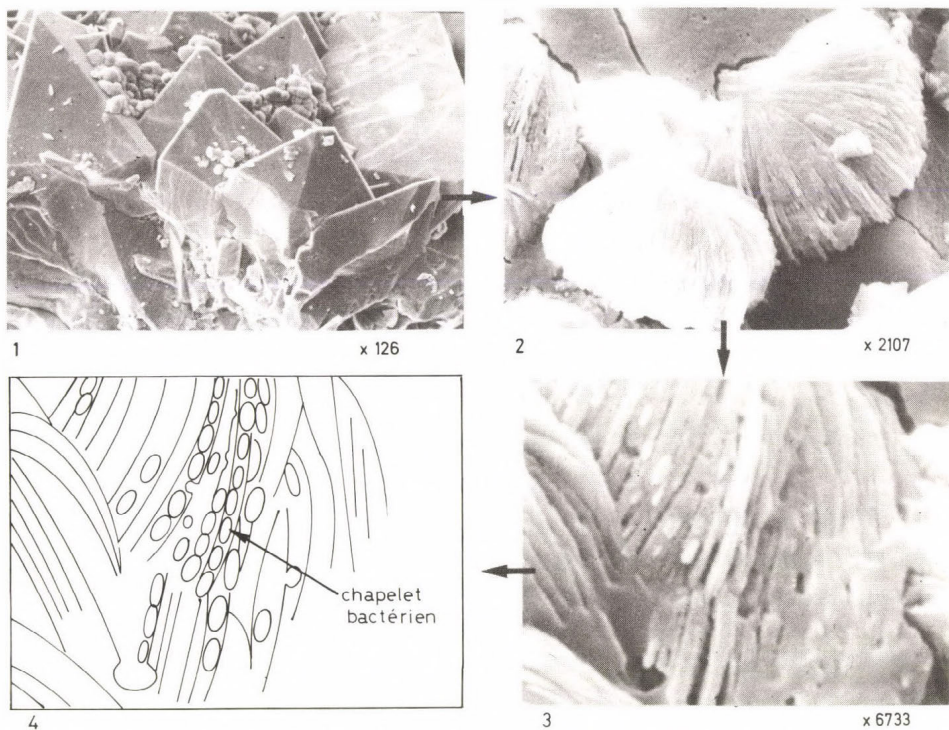


Planche 3: Critères biogénétiques: exemple des calculs rénaux humains calciques.

Photos 1. A faible X, les microorganismes ne sont pas décelables, l'aspect minéralogique des édifices cristallins prédomine. Photos 2, 3 et 4. A fort X, on constate que les excroissances cristallines superficielles, tout comme les édifices cristallins eux-mêmes, sont dûes à des colonies bactériennes calcifiantes.

Pour s'en convaincre, il suffit d'examiner au microscope les dépôts qui se produisent dans les réseaux hydrographiques alimentés par des eaux calcaires et allant du voile blanchâtre incrustant des bryophytes,

des larves d'insectes à des édifices construits tels les encroûtements travertineux, oncolitiques ou stromatolitiques en passant par les minéralisations crayeuses ou oolitiques fluviatiles. On s'aperçoit alors que le dépôt observé à des grossissements de plus en plus important se révèle finalement constitué de corps bactériens encroûtés (Pl. 2).

La preuve expérimentale du concrétionnement par les microorganismes vivants est apportée par la reproduction du phénomène sur milieu de culture stérile ensemencé par les extraits des mêmes échantillons calcaires prélevés dans la nature. Dans tous les cas "l'activité bactérienne se manifeste rapidement (en milieu liquide), rendue visible par un dégagement gazeux et la formation de voiles blanchâtres...; (sur milieu gélosé) après un certain nombre de passages, on obtient une association bactérienne productrice de calcite." (ADOLPHE et BILLY, 1974).

Ainsi se trouve élucidée l'origine des trames organiques fréquentes dans les sédiments carbonatés continentaux. Les corps microbiens minéralisés passent encore la plupart du temps inaperçus en pétrologie sédimentaire pour la raison qu'au microscope photonique les voiles bactériens minéralisés apparaissent comme une cristallisation micritique.

CRITERES BIOGENETIQUES

Les formations carbonatées continentales, géologiques et pédologiques, résultent en fait d'une précipitation bactérienne de carbonate de calcium (emprisonnant une flore variée, elle même plus ou moins incrustante). C'est le cas des tufs et travertins, des oncolites, stromatolites, des calcins, des concrétionnements embryonnaires des sols et pseudomycéliums. C'est encore le cas des perles des cavernes, calcites flottantes, mondmilchs, stalactites et stalagmites.

D'autres microorganismes s'associent parfois à cette flore de *Bacillus* et de *Pseudomonas*, notamment des Algues et des Champignons incrustants. Cette diversité florale permet de reconnaître des types de dépôts écologiques fondamentaux (ADOLPHE, 1981):

- nodules et stromatolites fluviatiles algaires,
- encroûtements bactériens de tufs et travertins,

- calcins arborescents fissuraux plus ou moins lichéniques,
- concrétions pédologiques bactériennes.

La découverte dans toute formation sédimentaire, carbonatée ou non, de microorganismes doit inciter à envisager leur participation dans son dépôt. On doit savoir que si bon nombre de végétaux sont passifs vis à vis du calcaire qui les enrobe d'autres notamment Algues, des Champignons et des Bactéries participent activement à son dépôt permettant de parler de biocristallogénèse.

Cette éventualité s'est vérifiée même dans le cas de dépôts au sein du monde vivant animal: suite aux expérimentations et observations en laboratoire l'exemple récent nous en est donné par les calculs rénaux considérés jusqu'alors comme d'origine physicochimique et qui se révèlent édifiés par des bactéries! (Pl. 3).

REFERENCES

- ADOLPHE J.-P. (1964): Le gel de la craie; D.E.S. Bulletin des Géologues du Bassin Parisien, N°1, Juin 1964, 115 p.
- ADOLPHE J.-P. (1972): Obtention d'encroûtements carbonatés par gel expérimental. C.R.Acad. Sc. Paris, t. 271, série D, 1139-1142.
- ADOLPHE J.-P. - BILLY C. (1974): Biosynthèse de calcite par une association bactérienne aérobie.-C.R.Acad. Sc.Paris, t. 278, 2873-2875.
- ADOLPHE J.-P. (1981): Observations et expérimentations géomicrobiologiques et physicochimiques des concrétionnements carbonatés continentaux actuels et fossiles. Thèse Doctorat d'Etat. N° CNRS 81-34. Univ. P.M. CURIE PARIS 4, Pl. Jussieu. 5°.
- CAILLEUX A. - DIONNE J.-C. (1972): Concrétions calcaires dans le Parc des Laurentides,-Québec Rev. Géog. Montréal. 26, 4, 361 p.
- EK C. - PISSART A. (1965): Dépôts de carbonate de calcium par congélation et teneur en bicarbonate des eaux résiduelles.-C.R.Acad.Sc. Paris, 260, 929-932.

Adresse de l'auteur:

Prof. Dr. J.-P. Adolphe: Laboratoire d Géomicrobiologie.

Département de Géodynamique des milieux continentaux. U.E.R. des Sciences de la Terre. Univ. P. et M. CURIE Tour 16, 4^e étage, 4, Place Jussieu, Paris 5^e CEDEX, France.

LABORATORY EXPERIMENTS ABOUT THE ROLE OF DEBRIS FLOWS IN THE FORMATION OF GRÈZE-LITÉE TYPE SLOPE DEPOSITS

H. van Steijn-H. Filippo

ABSTRACT

As part of a more comprehensive study of stratified slope deposits laboratory experiments are executed in which small debris flows are simulated. The purpose is to analyse the relation between rheological and mechanical flow characteristics and sedimentary properties of the deposits obtained. Debris flows were generated under cool conditions (temperature $+2^{\circ}\text{C}$) with material having a volumetric concentration of coarse particles of 35 to 60 %. These flows show low values for yield strength and plastic viscosity, which indicate a high mobility of the material. The mobility is influenced by excess pore pressure that is present in the material during long periods. Experiments executed at a higher temperature ($+20^{\circ}\text{C}$) show the expected influence of temperature on viscosity, but also point to a relation with yield strength and life time of excess pore pressure. Fabric analysis of artificial and natural debris flow deposits shows that different types of preferential orientations may be found in relation to the position of the sampling point within the flow. This means that fabric analysis of possible debris flow units within stratified slope deposits must be interpreted carefully.

INTRODUCTION

Grèze litées sensu stricto, that is, as originally described by Y. GUILLIEN (1951), are relatively fine deposits (coarsest particles smaller than 2cm) that show a good stratification. Such deposits often show an alternation of layers of matrix-supported angular rock fragments with layers of equally angular material with an openwork structure.

On many places, especially in the south of France, comparable stratified

slope deposits are found, which however are much coarser (TRICART - RAYNAL, 1969; RAYNAL, 1973; ANDRIES, 1980; VAN STEIJN et al., 1984). From other places in the world such sediments are also reported, and the term grèzes litées came into use in the more expanded sense (cf. WASHBURN, 1979). There is general agreement that grèze-litée type deposits have a periglacial origin. However, a problem in the interpretation of the transport and deposition mechanisms of stratified slope deposits is the lack of information about presently developing sediments of this kind. It is against this background that we started our laboratory experiments. The purpose of the experiments is to analyse the possible role of relatively rapid mass movements with a flow character in the deposition of stratified slope deposits. Relatively slow, non-catastrophic debris flows have a Bingham character, which means that they show a yield strength and a non-linear apparent viscosity. It is thought that a debris flow mechanism may give an explanation for some of the typical sedimentological properties present in the layers rich in matrix of grèze-litée type deposits. In our opinion the process of gelifluction which is often proposed as the most universal transport process for the deposition of grèze-litée type material is in fact unable to cause the sedimentary features of the latter. In the following, the results of a limited number of experiments will be discussed after a short review of the characteristics of stratified slope deposits based on research in the south of France (VAN STEIJN et al., 1984).

PROPERTIES OF STRATIFIED SLOPE DEPOSITS

Our field investigation concentrated on the Ardèche region (France), an area west of the Rhône at a latitude of ca. 45°N. Additional information was gathered in several other parts of France: the Charente area, the Durance valley near the Serre-Ponçon dam, and southerly parts of the Massif Central (SAINT-JOIGNY et al, 1986). The deposits studied in detail appear to belong to the coarser members of the family of stratified slope deposits, which means that they should not be indicated as grèzes litées sensu stricto.

In the Ardèche area stratified slope deposits occur on the lower parts of slopes, belonging to valleys that dissect broad, undulating plateaus. In many cases a well-developed cliff is found above the upper limit of the sedimentary bodies. The maximum difference between the upper and lower limit of the accumulations is about 100 m and their lateral extent does not exceed 500 m. The thickness appeared to be variable, but at least 3 m in most cases whereas much thicker deposits may be present elsewhere (Fig. 1). The surface slope form of the grèze-litée bodies is rectilinear to slightly convex with an average slope angle of 25° . Bedrock of the deposits is formed by thinly bedded limestones often alternating with marls. The deposits themselves consist essentially of these autochthonous materials. Many deposits show a well-developed layering. The dip of the layers is in the range 18° to 35° . In vertical sections perpendicular to the general dip direction of a deposit, shallow lense structures were sometimes found (Fig. 1).



Fig. 1: Vertical section perpendicular to general dip direction of coarse stratified slope deposits in the Ibie valley (Ardèche), France. Note lenticular structures. Section height ± 6 m

These are up to 8 m wide and about 1 m deep. Their visible dimensions appear to be influenced strongly however by the direction of the section

relative to that of the feature. The structures differ from their surroundings mainly in the texture of the sediments. In vertical sections parallel to the dip direction, the slope angle of the lense structures appears to be almost the same as that of the confining beds. The boundaries between the different strata are always distinct, which means that gradual transitions as described by GUILLIEN (1964), are generally lacking. Large differences in grain size composition account for much of the stratification. The maximum size of the particles varies considerably from bed to bed (from ca 20 mm to ca 100 mm), but at least so important is an alternation between beds rich in fine interstitial material and beds in which the finer fractions are almost absent. Grading within the beds was not commonly observed. When present, it is sometimes normal, sometimes inversed. In most cases the lenses mentioned above contain coarse rock fragments with openwork fabric. Within, sets of parallel dipping strata beds with abundant matrix alternate with openwork layers. The rock fragments in the former type of strata are often matrix-supported. The coarse material is always very angular and platy. Fig. 2 shows characteristic grain-size distributions.

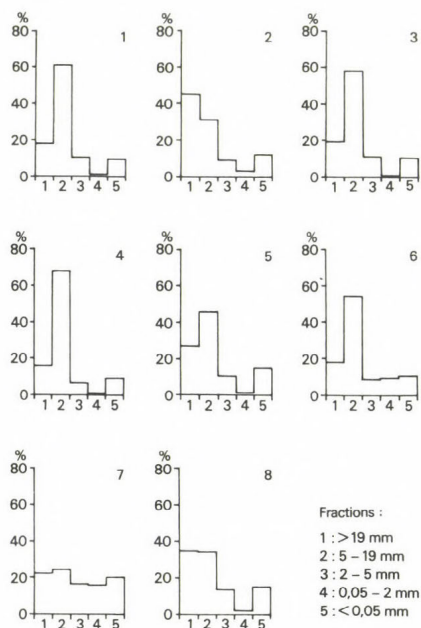


Fig. 2: Grain-size distributions of stratified slope deposits from the Ardèche region

Elongated rock fragments have in many cases a distinct orientation. As is indicated in Fig. 3 the long axis orientation of stones in beds with matrix as well as openwork beds is preferentially parallel to the maximum slope of the beds. The orientation however is not always very well developed, and again this is true for both types of deposits. This observations might indicate a considerable variation in depositional circumstances.

It seems possible to identify two different end-members within the sediments. One is a material that consists of a mass of fine-grained matrix in which only a small quantity of coarser fragments can be found.

Stratification may be virtually absent. The maximum diameter of the coarser stones is about 5 cm, but in a majority of cases not above 2 cm. The other end-member is a deposit of only coarse rock fragments within the mean diameter may vary strongly, from a few centimetres in some cases to about 15-20 cm in others. Stratification may be poor to well developed. All thinkable transitions between the end members can be found.

Genetic interpretations of stratified slope deposits are mainly based on the properties of inherited sediments: there exist only very few reports of such deposits developing under present-day periglacial conditions. The exceptions are too limited to allow general conclusions.

The interpretations most frequently found are either gelifluction followed by eluviation or nivation (cf FRENCH, 1976; WASHBURN, 1979). In the former case the layers with abundant matrix were caused by gelifluction and the openwork layers by subsequent eluviation of fines. In the latter, both types of sediments were caused by nivation processes, including slope wash activity.

From our observations it became clear that the role of slope wash must be limited and that the properties of the stratified slope deposits differ strongly from that of typical gelifluction material. The characteristics of the layers rich in matrix present in the former, especially the sheet-like dimensions and the homogeneity of the material over the full length and thickness of individual strata, point to a much quicker movement of the material. Therefore we suppose that the transport process had the character of a debris flow rather than that of gelifluction as it is known from actual periglacial environments. The different styles of movement observed within the context of general gelifluction (or solifluction) in

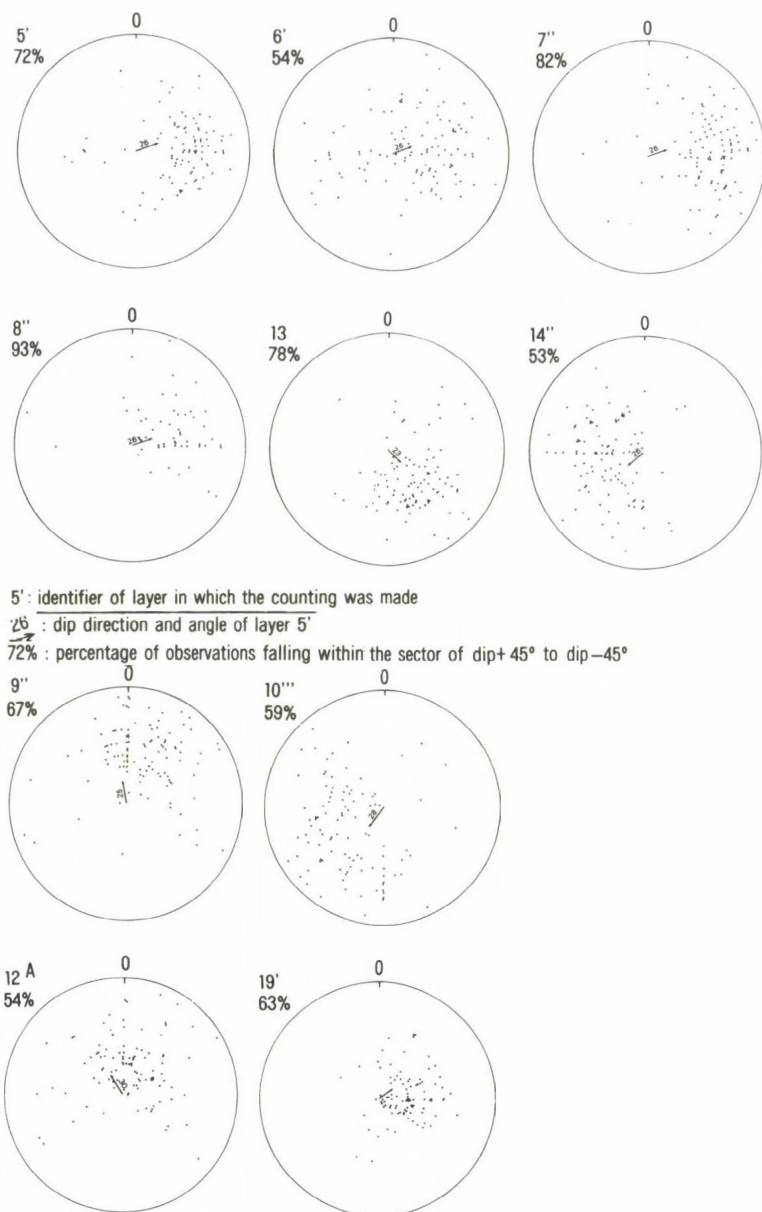


Fig. 3: Stone orientations in different layers of stratified slope deposits (Ardèche). Upper 6 diagrams: layers rich in matrix; lower diagrams: openwork layers. The dots indicate the position of stone longest axis; points near the centre: vertical position; points on the circle: horizontal position

modern cold environments (EGGINTON - FRENCH, 1985) will have their own influence on the nature of the deposits caused by each of them. This influence however is hardly documented. In our view, the alternation of strata with very different properties is caused by an alternation of processes. Regional differences in processes, not very well detectable from observations in one area, will play an important role. It is stressed that debris flow activity would be only one of the mechanisms involved in the deposition of the layers rich in matrix. The development of the open-work material is a different problem that is out of the scope of the present study. In order to investigate the possible role of debris flows in the formation of stratified slope deposits a series of laboratory experiments were undertaken.

LABORATORY EXPERIMENTS

The experiments were simulations of shallow debris flows under cold conditions: regolith material with a temperature close to 0° having a saturated top layer over a still frozen subsoil. The runs were repeated with increasing concentrations of coarse material (Table 1). A second series of experiments was executed during which the temperature of the material was $+20^{\circ}\text{C}$ in order to obtain some information about the role of temperature in debris flow activity.

A simple experimental set-up was realised in a cold room. It consisted of a small wooden channel ($2.50 \times 0.50 \times 0.40$ m) with adjustable slope angle. The grain-size characteristics of the material used are shown in Fig. 2 and Fig. 4. The bulk weight of the debris-water mixture varied between 15 and 21 kN/m^3 . The volumetric concentration of material $> 2 \text{ mm}$ was between 0 and 60 %.

The saturated sample is introduced at the still closed upper end of the channel. The material is in a liquefied state. After establishing the desired slope angle the separation at the lower end of the storage part is removed. Depending on water content, temperature of the material, and slope angle, movement may take place. During the movement, flow phenomena are observed and velocities are estimated by the photographic

method described by JOHNSON - RODINE (1984). A small number of runs were recorded on videotape, from which estimations of flow velocities are also possible. After the flow stops, a fabric analysis is made and a sample taken for grain-size analysis. The water content and the bulk density of the debris are estimated by weighing.

Measurements of the surface velocity distribution together with geometry and bulk weight of a flow allow estimations of strength and viscosity. Furthermore, experiments were executed to obtain some additional information about the physical properties of this kind of debris flows. As the strength and the competence of the flow will be influenced by the pore pressure within the material, the possible presence of an excess pore pressure was analyzed under different conditions, following a method outlined by PIERSON (1981). Beside this, the apparent viscosity of the fluid phase of such debris flows was measured with a rotation viscometer. The fluid phase in this case contained the fraction < 2 mm, but the part of the fraction $2 - 0.05$ mm was limited. The volumetric proportion of solids in the fluid was ca 55 %. The bulk weight of this material was ca 16 kN/m^3 .

RESULTS

As will be noticed from the set-up of the experiments, it was not our intention to investigate the initiation of the flows, but only their mechanical and rheological character in relation to their sedimentological properties. This means that the emphasis is on the conditions under which the flows stop, for they determine the conditions of sedimentation. A general knowledge of properties is needed to detect the flow character, on which in turn depends the situation at the end of the motion. In this section the measurements of velocity, strength and viscosity, pore pressure, and particle orientation will be discussed briefly.

Surface velocity distributions were measured for some 15 individual flows, both at 2° en 20°C , the flows being characterized by different concentrations of coarse material.

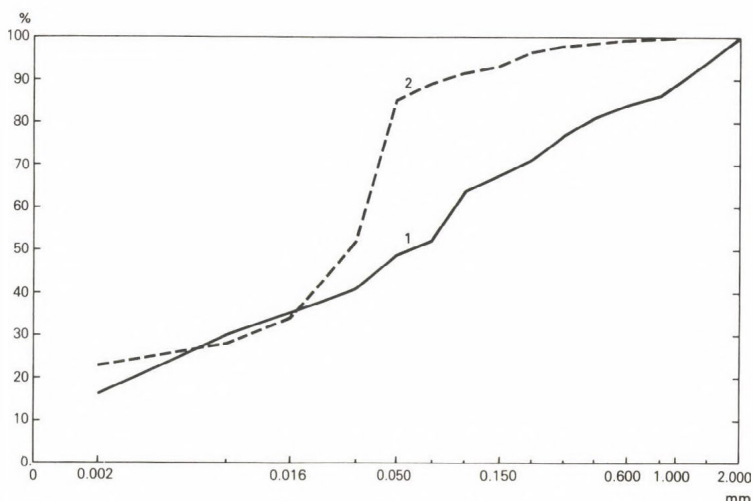


Fig. 4: Material used for debris flow experiments. Grain-size distribution of matrix (< 2 mm). 1: natural deposit (Ardèche); 2: artificial mixture

In most cases a well developed plug flow was observed, as shown by the examples in Fig. 5. The diagrams do not necessarily show maximum plug velocity for the flow involved, because of the important decrease in the velocity after initiation of a flow (see below) and because the photographs from which the velocity distribution was derived were taken at different moments after initiation of the individual flows.

Some influence of clast concentration on the velocity distribution was observed: the lower the concentration of coarse material the more the velocity distribution approaches a "Newtonian" flow type.

Fig. 6 presents front velocity changes as derived from video recordings, indicating that the velocity decreased very rapidly indeed, which seems to be caused by the small quantity of material that could be used. This figure nevertheless shows some influence of coarse fragments concentration on the rate of velocity decrease. At higher concentrations the decrease seems a little slower. The influence of temperature on velocity remains undetermined.

Table 1

Table 1a. Properties of artificial debris flows. Slope angle 20° , temperature 20°C

flow	W	Wp	Vp	γ	C	τ_o	η_B	η_N
1	0,35	0,18	0,75	18	30	0,28	15	63
2	0,16	0,14	0,006	19	44	0,23	15	1626
3	0,26	0,24	0,003	19	44	0,39	54	9151
4	0,32	0,16	0,014	19	44	0,26	762	3008
5	0,16	0,08	0,022	21	49	0,15	103	490
6	0,16	0,11	0,032	21	60	0,20	28	337
7	0,28	0,11	0,028	21	60	0,19	512	1293
8	0,27	0,13	0,200	20	50	0,22	44	161
9	0,35	0,30	0,050	18	32	0,46	19	943
10	0,41	0,28	0,020	18	30	0,43	301	3155
11	0,35	0,29	0,007	19	39	0,46	276	7271
12	0,40	0,31	0,009	19	39	0,50	374	7076
13	0,41	0,28	0,014	19	46	0,46	453	4758
14	0,37	0,16	0,320	20	50	0,27	58	181

Table 1b. Properties of artificial debris flows. Slope angle 20° , temperature 20°C

flow	W	Wp	Vp	γ	C	τ_o	η_B	η_N
15	0,39	0,17	1,040	15	0	0,22	15	48
16	0,35	0,34	0,009	17	18	0,49	4	4861
17	0,25	0,22	0,008	20	48	0,38	67	3340
18	0,38	0,32	0,015	20	43	0,55	80	4008

W = width of flow (m)

Wp = width of plug (m)

Vp = velocity of plug (m/s)

C = volume % material > 2 mm

γ = bulk weight (kN/m³)

τ_o = yield strength (kPa)

η_B = plastic (Bingham) viscosity (Pa s)

η_N = Apparent (Newtonian) viscosity (Pa s)

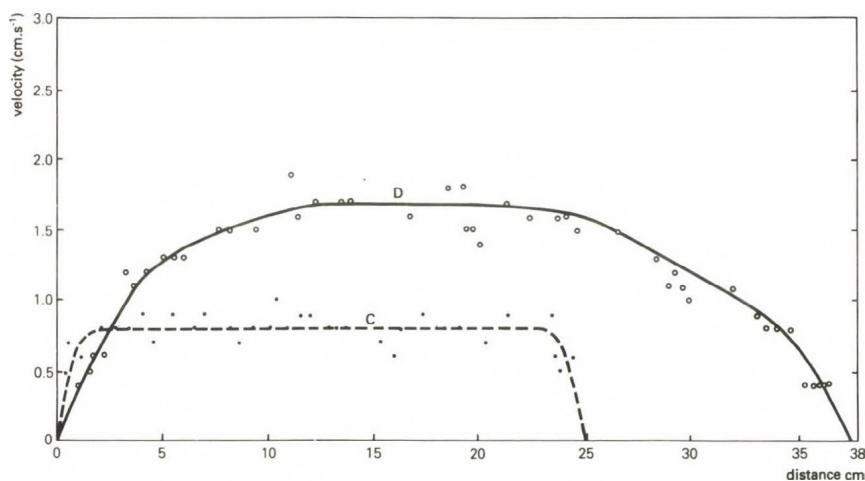
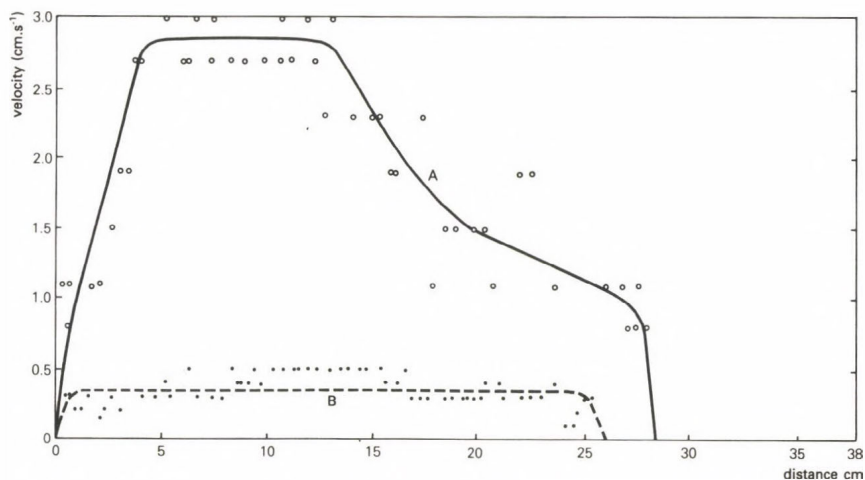


Fig. 5: Artificial debris flows. Examples of surface velocity distributions. Flow properties are given in Table 1. A = flow nr 7; B = nr 3; C = nr 17; D = nr 18. Dots indicate velocity measurements derived from photographs

Assuming a Bingham model, estimates of yield strength and plastic viscosity can be given. Values found are shown in Table 1. The use of the Bingham model is justified by the velocity distributions observed. These

values are in good agreement with those given by other investigators (JOHNSON, 1970; JOHNSON - RODINE, 1984; PIERSON, 1980), although they are in the lower part of the range reported in the literature. This latter observation might point to a relatively high mobility in the case of our artificial flows. The number of cases does not allow conclusions about the role of the temperature but for the values of the viscosity. Temperature influence may be masked however by that of velocity in the calculation which is based on the empirical equations given by JOHNSON - RODINE (1984). Strength and viscosity of the fluid phase show the low values that might be expected. The values are about $0,010 \text{ N/m}^2$ for strength and $0,04 \text{ Pa s}$ for viscosity. The differences observed are mainly due to temperature influence.

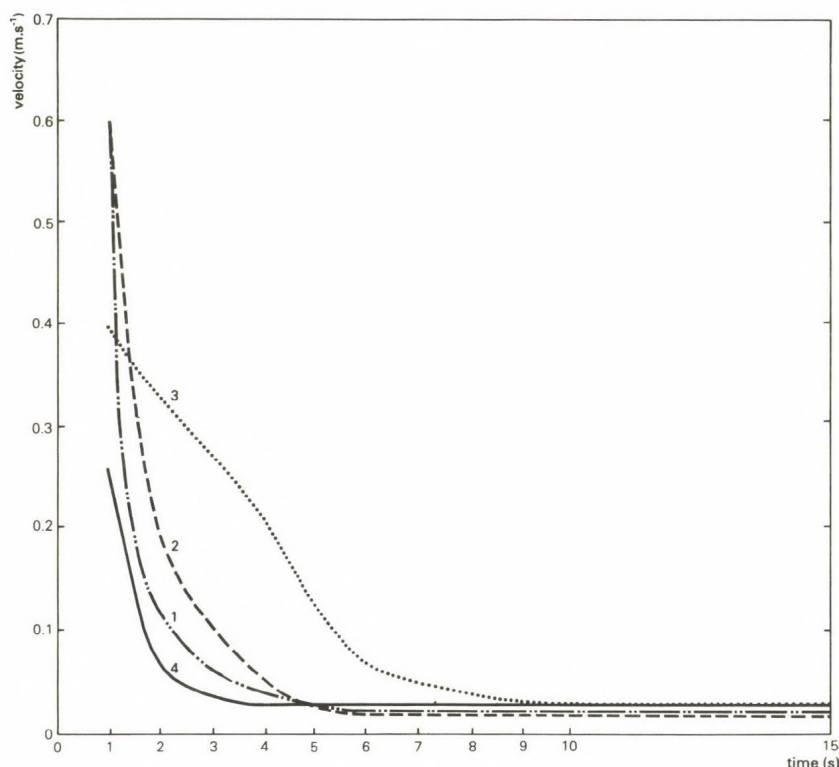


Fig. 6: Artificial debris flows. Changes in front velocity, derived from video recordings. The number 1 through 4 indicate an increase of coarse fragments concentration. Temperature of the flows $+2^{\circ}\text{C}$

Fig. 7 shows the results of experiments about pore pressures present in artificially liquefied, static debris flow material (cf. PIERSON, 1981). Electronic piezometers were installed in mixtures of different clast concentrations and again both at 2⁰ and 20⁰C. The figure indicates the pressures in excess of hydrostatic pressure for at least a couple of hours. The excess pore pressure (p_e) is defined as $p_e = p - p_s$, where p is the pore pressure measured and p_s is the calculated hydrostatic pore pressure. In the figure relative excess pore pressure is shown, expressed as p_e/p_s . Some tests were run for 24 hours, after which overpressure still existed in a number of cases. The values found and the duration of the excess pore pressure are influenced by the concentration of coarse rock fragments. In general, a high concentration of coarse particles is related to high excess pore pressure. The temperature of the mixture influences the duration of the over pressure: at low temperature the over pressure is maintained at a certain pressure level for a longer period than under comparable circumstances at higher temperature.

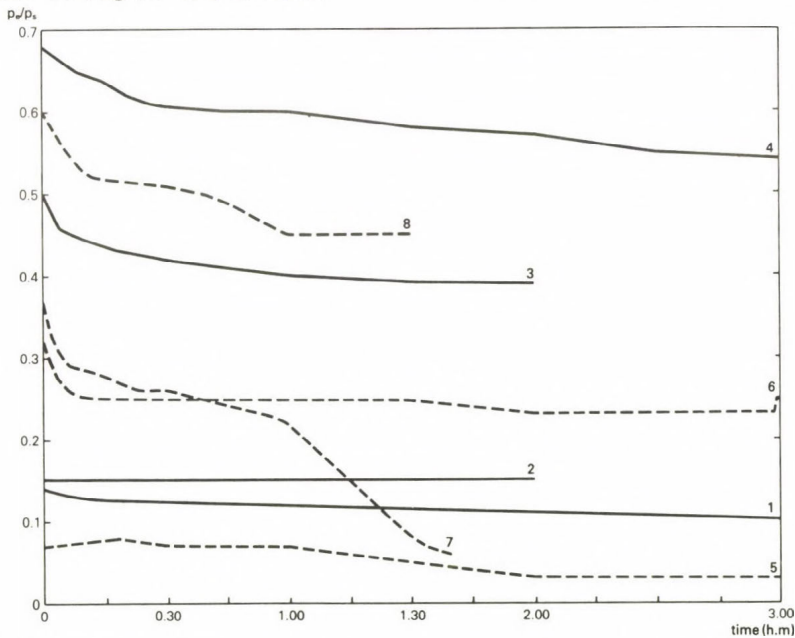


Fig. 7: Changing (relative) excess pore pressures in static debris flow material. Relative excess pore pressure defined as the ratio between excess pore pressure and hydrostatic pressure. Temperature: +2⁰C (full lines) and +20⁰C (dashed lines). Volumetric concentration of material > 2 mm: 1=0%; 2=15%; 3=38%; 4=52 %; 5=0%; 6=15%; 7=46%; 8=38%

Stone orientations measured at different positions within artificial debris flow deposits are shown in Fig. 8. Rather different fabrics are found, but nevertheless the central parts as well as the levees show clearly preferred stone orientations. The number of flows so far analyzed is too small to allow conclusions about the influence of flow properties on the fabric of the deposits. Because the thickness of the flows was less than ± 5 cc, the inclination of the stones was strongly influenced by the bottom of the channel. Therefore inclination is not shown in Fig. 8.

CONCLUSIONS AND DISCUSSION

The features we observed in small, artificial debris flows as well as in natural debris flows of quite different dimensions confirm the statement of JOHNSON (1970) that the behaviour of debris seems to be independent of scale. This appears to be true at least for the morphological and sedimentological properties of debris. It is this background statement that is used as justification for our experimental approach to investigate the relations between mechanical and rheological debris flow properties and debris flow deposit characteristics. The limited number of experimental runs does not yet allow rigorous conclusions, as was stated before. Some evaluative remarks are nevertheless possible.

A rather good similarity between grain size distributions of artificial and natural deposits was mentioned in former reports (VAN STEIJN, 1984; 1986). The orientations found are similar to those observed in natural flows (LARSSON, 1982; INNES, 1983; VAN STEIJN, 1986). The relatively large scatter present in the fabrics of the artificial flow deposits is argument for a renewed analysis of the stone orientations found in many stratified slope deposits. A careful and detailed record of fabrics in different structural units found in such sediments might reveal the relative importance of debris flows in the depositional processes involved. In this way the scatter visible in the diagrams of Fig. 3 for instance might be explained to some extent. From the foregoing it will be clear however that a successful interpretation of fabrics found in such units is only possible

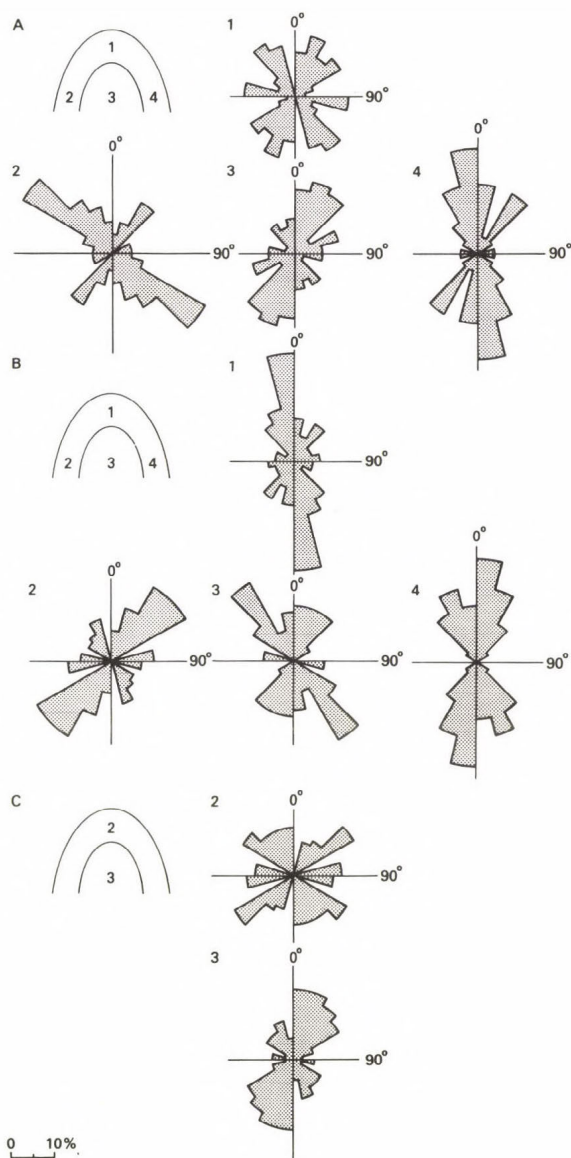


Fig. 8: Stone orientations in artificial debris flows. Numbers indicate the position of the sampling points within the flows. For flow properties see Table 1; A: flow nr 3; B: nr 7; C: nr 17. 0°: flow direction.

if the morphological context of the unit can be traced. The same type of research will be necessary to determine the part played by other processes. The experiments reveal some other features. The material used is more or less representative for layers rich in matrix that are found in stratified slope deposits. It shows very low strength and relatively high plastic viscosity when compared with other debris flows described by different authors (cf. PIERSON, 1980; COSTA, 1984; JOHNSON - RODINE, 1984). This might be caused by the very heterogeneous character of the material used in our experiments, decreasing internal friction (RODINE - JOHNSON, 1976) and by the presence of excess pore pressures which also acts to decrease the strength. These effects are however not yet firmly established. An argument going in an opposite direction is the increase in strength and viscosity with increasing concentration of coarse fragments.

The role of the temperature in the behaviour of the debris remains unclear. Its influence on viscosity is recognizable as might be expected. Strength, velocity decrease, and maintenance of excess pore pressure also seem to be influenced by temperature. This temperature influence needs further research. A sensitivity analysis of the viscosity factor in the BINGHAM model (JOHNSON, 1970) reveals that for the strength levels and velocity gradients as found in our artificial flows the total shear stress involved increases with about 60 to 80 % when the temperature of the material is lowered from +20°C to +2°C. Very few observations of this kind are reported in the literature. DREWRY (1986), re-plotting data from LANE et al., (1949) shows the dependance from sediment concentrations on water temperature for a small range of discharges. For debris flow material no observations were found.

Thin sheets of very heterogeneous material may move as debris flows, as was demonstrated by the experiments. The relative influence of strength, viscosity, and pore pressure on the mobility of the debris still has to be established. The typical debris flow morphology is less well developed in such thin sheets but remains recognizable.

The laboratory experiments will be continued on a somewhat larger scale to avoid channel bottom influence on debris fabrics. Meanwhile, parallel research is being executed in regions with active debris flows in the French Alps, above ca 2000 m.

REFERENCES

- ANDRIES, D.C.J. (1980): Les éboulis ordonnés du haut-pays niçois. Thèse 3^{ème} cycle, Université de Nice, 153 p.
- COSTA, J.E. (1984): Physical geomorphology of debris flows. - In: COSTA, J.E. - FLEISHER, P.J. (eds.), 1984: Developments and applications of geomorphology. Berlin, Springer-Verlag, 268-317.
- DREWRY, D. (1986): Glacial geologic processes. London, Edward Arnold, 276 p.
- EGGINTON, P.A. - FRENCH, H.M. (1985): Solifluction and related processes, eastern Banks Island, N.W.T. - Canadian Journal of Earth Sciences, 22, 1671-1678.
- FRENCH, H.M. (1976): The periglacial environment. London, Longman Group Ltd, 309 p.
- GUILLIEN, Y. (1951): Les grèzes litées de Charente. - Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest, 22, 154-162.
- GUILLIEN, Y. (1964): Les grèzes litées comme dépôts cyclothémiques. - Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge, Supplementband 5, 53-59.
- INNES, J.L. (1983): Debris flows. - Progress in Physical Geography, 7, 469-501.
- JOHNSON, A.M. (1970): Physical processes in geology. San Francisco, Freeman, Cooper & Co., 557 p.
- JOHNSON, A.M. - RODINE, J.D. (1984): Slope instability. London, John Wiley, 620 p.
- LANE, E.W. CARLSON, E.J. - HANSON, O.S. (1949): How temperature increases sediment transportation in Colorado River. - In: Civil Engineering, American Society of Civil Engineers, 79, 303-313.
- LARSSON, S. (1982): Geomorphological effects on the slopes of Longyear Valley, Spitsbergen, after a heavy rainstorm in July 1972. - Geografiska Annaler 64A, 105-126.
- PIERSON, T.C. (1980): Erosion and deposition by debris flows at Mount Thomas, North Canterbury, New Zealand. - Earth Surface Processes, 5, 227-247.
- PIERSON, T.C. (1981): Dominate particle support mechanisms in debris flows at Mount Thomas, New Zealand, and implications for flow mobility. - Sedimentology, 28, 49-60.

- RAYNAL, R. (1973): Quelques vues d'ensemble à propos du périglaciaire pléistocène des régions riveraines de la Méditerranée occidentale. - *Biuletyn Peryglacjalny*, 22, 249-257.
- RODINE, J.D. - JOHNSON, A.M. (1976): The ability of debris, heavily freighted with coarse clastic materials, to flow on gentle slopes. - *Sedimentology* 23, 213-234.
- SAINT-JOIGNY, J., DEWOLF, Y. - VAN STEIJN, H. (1986): Dépôts de pente stratifiés, Sud Massif Central. Comité National Français de Géographie - Commission pour l'étude des phénomènes périglaciaires. Livret-guide, excursion 3-5 octobre 1986, 33 p.
- TRICART, J., -RAYNAL, R. (1969): Périglaciaire de l'Alsace à la Méditerranée (avec le concours de H.Arnal, G. Bouteyre, J.Combier, J. et P. Gabert, J. le Coz). 8ème Congrès de l'INQUA. Livret-guide, excursion C 15, 83 p.
- VAN STEIJN, H. (1984): Laboratory experiments on gelifluction using grèze-litée material. - *Zeitschrift für, Geomorphologie, Neue Folge, Supplementband*, 49, 195-201.
- VAN STEIJN, H. (1986): The interpretation of stratified slope deposits and laboratory simulation of transport mechanisms. - In: *Proceedings of the First International Conference on Geomorphology, Manchester, 1985*. London, John Wiley (In press).
- VAN STEIJN, H., VAN BREDERODE, L.E.-GOEDHEER, G.J. (1984): Stratified slope deposits of the grèze-litée type in the Ardèche region in the south of France. - *Geografiska Annaler*, 66A, 295-305.
- WASHBURN, A.L. (1979): *Geocryology. A survey of periglacial processes and environments*. London, Edward Arnold, 406 p.

Address of author:

Dr. H. van Steijn, Dr. H. Filippo: Geografisch Instituut Rijksuniversiteit te Utrecht Postbus 80.115. 3508 Tc Utrecht Netherlands.

SEM CHARACTERIZATION OF MICROFEATURES ON FROST SHATTERED QUARTZ GRAINS

G. Coudé-Gaussen - J.P. Lautridou

ABSTRACT

Des observations au MEB ont porté sur les formes et les microfaçonnements spécifiques de grains de quartz produits par gélifraction expérimentale à partir de granites inégalement altérés des montagnes du Nord Portugal.

La forme de ces grains est anguleuse, irrégulière et à fort relief, variant du grain massif à l'esquille. Parmi les états de surface, on a noté: des fissures ouvertes et des fragments esquilleux plus ou moins détachés; des cassures conchoïdales de tailles variées et à distribution irrégulière; des figures de cisaillement droites, courbes, planes ou en gradins; des cupules; des particules adhérentes.

Des formes et microfaçonnements comparables ont aussi été observés au MEB sur des grains de quartz prélevés dans les dépôts granitiques périglaciaires pléistocènes des montagnes du Nord Portugal.

Il résulte de ces observations que de nombreux critères micromorphologiques précédemment attribués à l'action glaciaire peuvent résulter des processus cryoclastiques du milieu périglaciaire. Cela peut conduire à reconsidérer certaines attributions génétiques.

Compte tenu du caractère ubiquiste de nombreux microfaçonnements des quartz des milieux et paléomilieux froids, il faut donc préciser de manière restrictive ceux qui relèvent exclusivement de l'action glaciaire: abrasion des arêtes, poinçonnage et figures de pression concentriques ou radiales.

INTRODUCTION

Specific microfeatures of quartz grains have been SEM examined for the main environments (eolian, fluvial, marine, etc...; KRINSLEY - TAKAHASHI, 1962; KRINSLEY - DONAHUE, 1968; KRINSLEY - MARGOLIS, 1971; KRINSLEY -

DOORNKAMP, 1973; LE RIBAUT, 1973; MARGOLIS - KRINSLEY, 1974; Le RIBAUT, 1977; WHALLEY, 1978). However, microfeatures in cold environments have almost totally been attributed to glacial processes. Herein lies an ambiguity.

In cold environment frost shattering processes exist which characterize periglacial morphogenesis. Up to now SEM studies on cold origin material have rarely individualized the specific frost shattering effects on quartz grains. The periglacial concept, through the literature, has been applied to sands where only eolian microfeatures have been identified (KRINSLEY - CAVALLERO, 1970; etc...). In addition, in the large periglacial loess literature, the problem of a glacial origin has often arisen using the SEM (SMALLEY - CABRERA, 1970, etc...) but the frost shattered source of the material has been ignored. Nevertheless, recent SEM examination have been done by LAUTRIDOU and SEPPÄLÄ (1986) on quartz derived from artificially shattered rocks.

In cold environments equivocal microfeatures exist which result either from periglacial or glacial processes. It is questionable therefore to assign an exclusive glacial genesis to certain deposits. To appreciate the cryoclastic role in sculpting microfeatures in quartz, we have experimentally frozen samples of more or less weathered granites collected from the north of Portugal. As a comparison, we have also sampled quartz from granitic periglacial deposits of the north Portugal (COUDÉ-GAUSSEN, 1979, 1981). A standard freezing procedure, experimentally set up at the gelifraction laboratory of the Centre de Géomorphologie du C.N.R.S. of Caen (LAUTRIDOU - OZOUF, 1982; LAUTRIDOU, 1985), has been used. This procedure avoids the interference of natural morphogenetic processes (i.e. slope dynamics and runoff action in periglacial environment) on individual soil grains. It also enables to reconstruct freeze/thaw cycles that are similar to those which might have occurred during Upper Pleistocene times in the northern mountains of Portugal (i.e. freezing of medium intensity in wet conditions).

OBSERVATIONS

Freezing experiments

The granitic samples from Serras of Minho (Portugal) are medium to coarse in texture and possess frequent porphyroidal facies. They have

a weathering range from bulky fresh rock to "in situ" heavily weathered gruss (saprolites). Previous measurements were on cracks, porosity, chemical and mineralogical weathering. Two runs were made on these samples (experimental standards established at -8°C). The first run (1977) consisted of 814 freeze/thaw cycles and the second one (1979) of 259 cycles .

Between 150 and 300 cycles were needed to obtain the granular desintegration of the most frost susceptible blocks. The debris were dominated mainly by a coarse fraction but a fine clay-silt fraction, formed by the splitting of feldspars, biotites and quartz, was confirmed by X-ray diffraction analysis (COUDÉ-GAUSSSEN, 1979; 1981; LAUTRIDOU, 1982; LAUTRIDOU - OZOUF, 1982; LAUTRIDOU, 1985).

Experimental quartz SEM examination

Observations have been made on the 50 to 500 μm fraction resulting from the laboratory test. Grain shape goes from angular and bulky to a narrow chip (Fig. 1, A and B). Surficial microfeatures are quite variable. They include: open microcracks and partially loose chips (Fig. 1, C); a variable size of conchoidal fractures with irregular distribution (Fig. 1, D); straight, curved planes or stepped shear stress patterns (Fig. 1, E, F); cupules (concave depression on the edge or the face of the grain); adhering particles (Fig. 1, E) with three granulometric modes (10-15 μm , 3-5 μm , less than 1 μm). Chemical action observed on the grain surface shows solution and mobilization silica patterns.

DISCUSSION

Comparison with sampled quartz from Pleistocene periglacial deposits

The Pleistocene periglacial bedded gruss "arènes litées" type is quite comparable to the experimental frost shattered granitic debris.

The sampled quartz show similar SEM shapes and microfeatures to those generated experimentally.

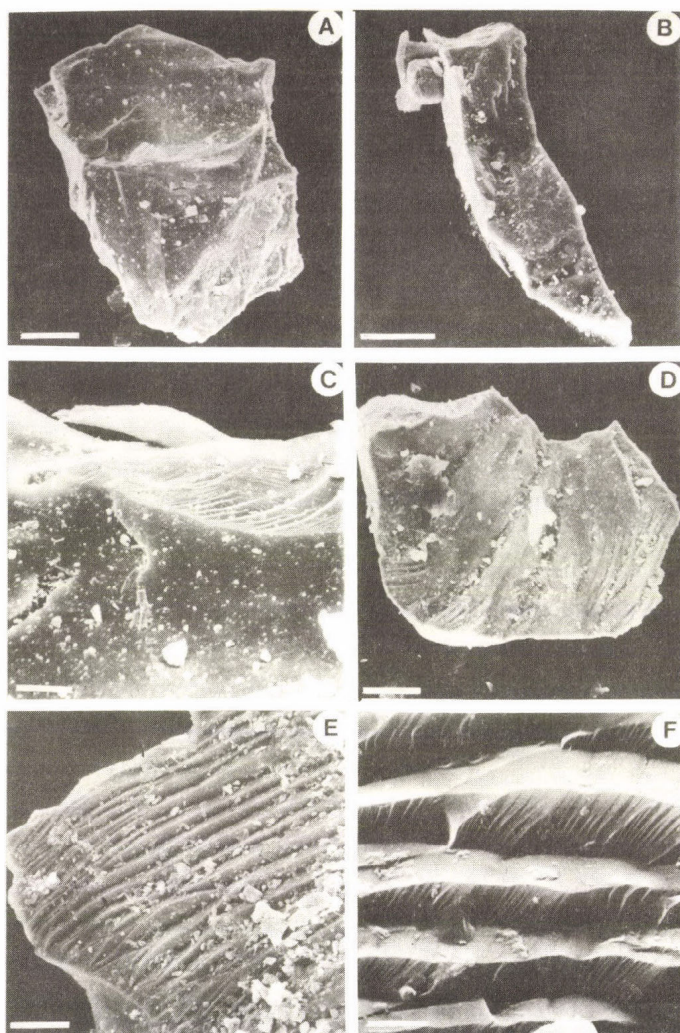


Fig. 1: Shapes and microfeatures of quartz grains derived from experimental frost shattering: SEM examination. A=angular bulky grain, scale 50 μm ; B=narrow chipped grain, sc. 25 μm ; C=microcracks, partially loose chip, sc. 5 μm ; D=angular grain with large conchoidal fractures, sc. 50 μm ; E=conchoidal straight breakage patterns, adhering particles, sc. 20 μm ; F=conchoidal semi-parallel steps (high magnification), sc. 2 μm

Shapes are irregular and angular. Conchoïdal cracks (Fig. 2, A, B), shear planes (Fig. 2, C, D), cupules (Fig. 2, E, F) and the adhering particles (Fig. 2, A, B) are also the same in both the "experimental" and "natural" quartz.

Minor differences are interpreted as the result of physico-chemical reworking on the "field" quartz because they have been deposited by slope processes under natural periglacial conditions.

Genetic significance of the observed microfeatures

Up to now, most of the shapes and microfeatures described above have often been considered in the literature as the product of glacial processes.

But our SEM observations on derived quartz under experimental freezing show that such shapes and microfeatures may result from cryoclastic processes which are part of the periglacial environment. The validity of these observations has been confirmed by comparing these experimental quartz microfeatures to other quartz microfeatures from Pleistocene periglacial deposits.

On one hand, the shape of the grains that are produced under experimental freezing are as angular and irregular as those produced by glacial processes; this agrees with observations of LAUTRIDOU - SEPPÄLÄ (1986) on granitic quartz and LAUTRIDOU et al. (1986, in press), on flints. Other microfeatures such as conchoïdal fractures, shear stress patterns, and cupules, also exist on glacial ly-eroded quartz.

Attention is put on the adhering particles. When observed on glacial quartz, they have often been interpreted as glacial powder produced by abrasive processes. Their presence on experimentally frost-shattered quartz show that they are also produced in periglacial environment. The SEM of such particles confirm the production by freezing of a clay - silt fraction in cold environments, without any glacial grinding processes.

Discriminant or equivocal criteria

A number of glacial and periglacial micromorphological criteria converge. As a result, care is required for genetic assignments and of

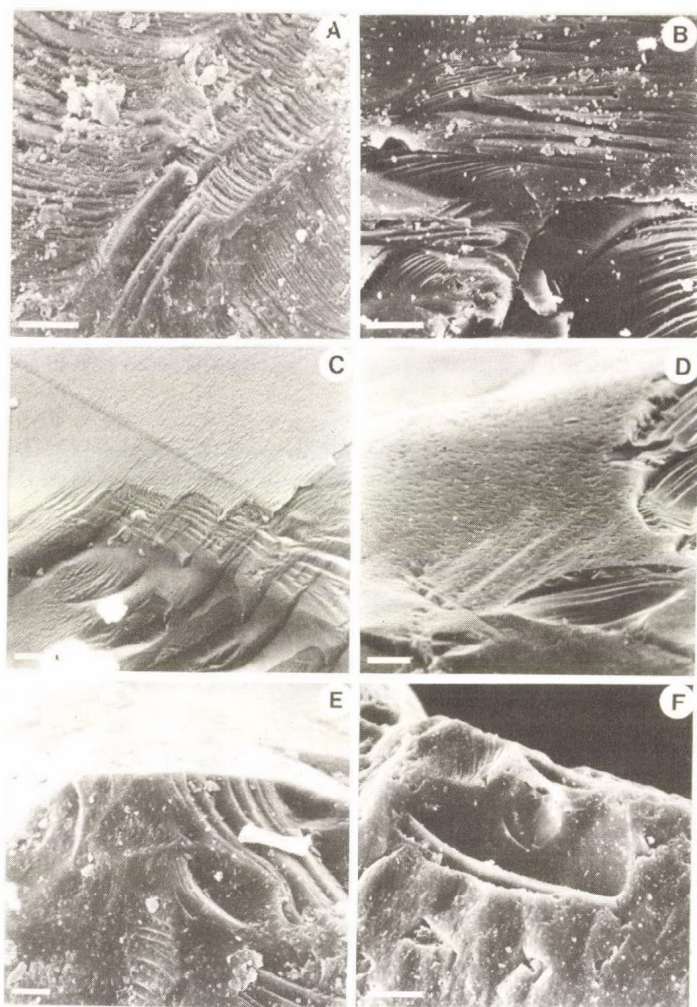


Fig. 2: Similarity of quartz microfeatures derived from experimental and field frost shattering. Varied size and irregular distribution of conchoidal breakage patterns and adhering particles: A=experimental sample, sc. 20 μm ; B=field sample, sc. 10 μm . Shear stress patterns (high magnification): C=experimental sample, sc. 1 μm ; D=field sample, sc. 2 μm . Curved shaped "cupule" on the edge grains: E=experimental sample, sc. 10 μm ; F=field sample, sc. 10 μm .

the sediments which they are from; in the literature a previous assignation to a glacial environment may now be attributed to a periglacial environment. Therefore, it is probable that certain interpretations may have to be reconsidered.

Because several micromorphological criteria are common (and may result either from glacial or periglacial environments) the role of glacial processes must be strictly specified. We believe that the exclusive glacial micromorphological criteria are linked to pressure and abrasion processes; these are: (1) edge grinding, (2) churning, and (3) concentric and/or radial pressure patterns.

We observed these glacial microfeatures on quartz of Pleistocene glacial deposits from the same granitic mountains of north Portugal (COUDÉ-GAUSSEN, 1985).

According to the controversy surrounding the genetic significance of chattermark trails (e.g. ORR FOLK, 1983; 1985; GRAVENOR, 1985 etc...) it seems preferable to exclude them from the category of diagnostic glacial criteria.

CONCLUSION

SEM examinations were made on shape and microfeatures of experimentally frost shattered quartz derived from more or less weathered granites. These shapes and microfeatures are comparable to those observed on quartz grains sampled in Pleistocene periglacial deposits in the mountains of north Portugal, which are formed from the same bedrock.

A result from these observations is that a number of previous micromorphological criteria attributed to the glacial environment may be the product of cryoclastic processes in a periglacial environment. This may lead to a reconsideration of certain genetic assignations.

Consequently of the equivocal features of quartz shapes and microfeatures derived from cold environments and paleoenvironments, the ones that are exclusively ascribed to glacial moulding have to be specified on a restrictive basis.

REFERENCES

- COUDÉ-GAUSSEN, G. (1979): Les Serras da Peneda et do Gerês (Minho, Portugal). Formes et formations d'origine froide en milieu granitique. Third cycle thesis, Paris I University, 607 p.
- COUDÉ-GAUSSEN, G. (1981): Les Serras da Peneda et do Gerês (Minho, Portugal). Etude géomorphologique. Memorias do Centro de Estudos Geograficos, 5, Lisboa, 279 p.
- COUDÉ-GAUSSEN, G. (1985): Observations au MEB de grains de quartz issus de dépôts glaciaires pléistocènes de basse altitude dans les montagnes du N.W. du Portugal. I reuniao do Quaternario Iberico. Lisboa, Actas, vol. 1, 185-189.
- GRAVENOR, C.P. (1985): Chattermarked garnets found in soil profiles and beach environments.-Sedimentology, 32, 2, 295-306.
- KRINSLEY, D. and CAVALLERO, L. (1970): Scanning electron microscope examination of periglacial aeolian sands from Long Island, New York.-J. Sed. Petrol., 40, 1345-1350.
- KRINSLEY, D.H. and DONAHUE, J. (1968): Environmental interpretation of sand grain surface textures by electron microscopy.-Geol. Soc. Am. Bull., 79, 743-748.
- KRINSLEY, D.H. and DOORNKAMP, J.C. (1973): Atlas of quartz sand surface textures. Cambridge University Press 91 p.
- KRINSLEY, D.H. and MARGOLIS, S.V. (1971): Grain surface texture. In:Carver edit. Procedures in Sedimentary Petrology. Wiley-Interscience, 151-180.
- KRINSLEY, D.H. and TAKAHASHI, T. (1962): The surface textures of sand grains, an application of electron microscopy: glaciation.-Science, 138, 1262-1264.
- LAUTRIDOU, J.P. (1982): La fraction fine des débris.-Biuletyn peryglac., 29, 77-85.
- LAUTRIDOU, J.P. (1985): Le cycle périglaciaire pléistocene en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Thesis, Caen University, 908 p.
- LAUTRIDOU, J.P. and OZOUF, J.C. (1982): Experimental frost shattering: 15 years of research at the Centre de Géomorphologie du C.N.R.S. -Progress in Phys. Geogr., 6, 2, 215-232.

- LAUTRIDOU, J.P. and SEPPÄLÄ, M. (1986): Experimental frost shattering of some precambrian rocks, Finland.-*Geografiska Annaler*, 68 A, 1-2, 89-100.
- LAUTRIDOU, J.P., LETAVERNIER, G., LINDE, K., ETLICHER, B. and OZOUF, J.C. (1986): Porosity and frost susceptibility of flints and chalk: laboratory experiments, comparison of "glacial" and "periglacial" surface texture of flint materials, and field investigations. Flint Symposium Brighton, 1983, Sieveking G. and Hart M.B. eds. (in press).
- LE RIBAULT, L. (1973): L'exoscopie, méthode de détermination des évolutions subies par les grains de quartz au cours de leur histoire géologique, par l'étude de leurs aspects superficiels au microscope électronique à balayage. Third cycle thesis, Paris-Sud University, 62 p.
- LE RIBAULT, L. (1977): L'exoscopie des quartz. Coll. Techn. et Méthodes Sédimentol., Masson, Paris, 150 p.
- MARGOLIS, S.V. and KRINSLEY, D.H. (1974): Processes of formation and environmental occurrence of microfeatures on detrital quartz grains. -*Amer. J. Sci.*, 274, 5, 449-464.
- ORR, E.D. and FOLK, R.L. (1983): New scents on the chattermark trail: weathering enhances obscure microfractures.-*J. Sed. Petrol.*, 53, 121-129.
- ORR, E.D. and FOLK, R.L. (1985): Chattermarked garnets found in soil profiles and beach environments.-*Sedimentology*, 32, 307-308.
- SMALLEY, I.J.-CABRERA, J.G. (1970): The shape and surface texture of Loess particles. - *Geol. Soc. Am. Bull.* 85, 5, 1591-1595.
- WHALLEY, W.B., (edit.) (1978): Scanning electron microscopy in the study of sediments. *Geo-Abstracts*, Norwich, 414 p.

Address of authors:

Dr. G. Coudé-Gaussen: U.A. 722 C.N.R.S., Université P. et M. Curie, Tour 26, 4, Place Jussieu - 75252 Paris Cedex 05 (France)

Prof.Dr. J.-P. Lautridou: Directeur, Centre de Géomorphologie du C.N.R.S., Rue Tilleuls - 14000 Caen (France)

MACRO ET MICROGELIFRACTION EN MILIEU GRANITIQUE: EXEMPLES DANS L'EST DU MASSIF CENTRAL

B.Etlicher - J.P.Lautridou

Abstract

Les modelés d'origine froide hérités des glaciations pléistocènes s'ordonnent selon un étagement: aux étages supérieurs les formations prennent l'aspect tantôt d'arènes déplacées, tantôt de tabliers de blocs. L'occurrence de l'une ou l'autre forme traduit des modalités différentes de l'interaction entre la microgélification et la macrogélification; expérimentations tant sur les blocs sains que sur les arènes altérées permettent de définir deux types de comportement au gel selon la quantité de poudres produites:

- dans le premier, la production est essentiellement sableuse et l'arénisation rapide;
- dans le second, la production de fines est importante alors que la production de sables et de gravillons reste limitée. Ces fines piégées dans les diaclases conduisent lors du gel au délogement des blocs favorisant l'évolution vers le clapier.

INTRODUCTION

Les roches granitiques sont souvent considérées comme peu gélives (GODARD, 1977). Néanmoins, les versants des massifs anciens en moyenne montagne ont été modelés par une série de processus périglaciaires avant contribué à recurer le front des altérites de manière plus ou moins poussée. Un inventaire de ces modelés a été mené dans divers secteurs du Massif Central français (GODARD, 1972; VALADAS, 1984; ETLICHER, 1986). Le dégagement des altérites conduit à exposer à l'action du gel des noyaux de roches saines ou peu altérées dont le comportement devient alors déterminant pour comprendre le modelé.

LES MODELES D'ORIGINE FROIDE EN ROCHES CRISTALLINES

Les modelés d'origine froide hérités des glaciations pléistocènes s'ordonnent en quatre étages distincts dans la partie orientale du Massif Central (Fig. 1) (ETLICHER, 1986):

- A la base, (400 à 700 mètres), les héritages périglaciaires sont peu importants en volume et en extension.

- Dans l'étage périglaciaire supérieur, (800 à 1100 mètres), les manifestations deviennent généralisées sous la forme de dépôts de versant plus ou moins épais et aux faciès variés;

- Immédiatement sous l'étage glaciaire, (supérieur à 1300 mètres), se trouve un étage glacio-nival, proche de la ligne des neiges permanentes où les phénomènes de nivation sont importants.

Dans l'étage périglaciaire supérieur et l'étage glacio-nival, les formations périglaciaires prennent tantôt l'aspect d'arènes remaniées à blocs où ces derniers sont noyés dans l'arène fine: les blocs sont incorporés par fauchage à la base de la formation, et, dans une mesure moindre, par gélifraction depuis les tors.

Mais ils prennent aussi l'aspect de "clapiers" ou champs de blocs open-work en surface; en profondeur, les fines ne peuvent être imputées à une altération préalable mais à une microgélifraction à la surface des blocs dont l'importance est révélée par l'essai expérimental.

DEUX MODELES DE GELIFRACTION

Les expérimentations de gélifraction ont porté sur des faciès variés: diorite quartzique, granite calco-alcalins, subalcalins et alcalins. Vingt cinq échantillons issus de la bordure orientale du Massif Central (Fig. 1) ont été soumis à des alternances de gel et dégel expérimental entre -15° et 15°C pendant 400 cycles d'une durée de 24 heures. Elles ont porté sur des granites sains et des arènes déjà altérées.

Expérimentations sur des blocs de granite sain

Les résultats sont convergents et permettent de définir deux lignées distinctes d'échantillons.

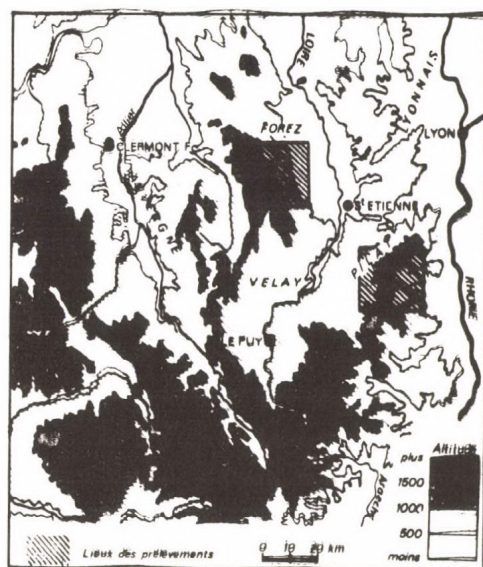


Fig. 1: Localisation des lieux de prélèvement. Sketch map and sample location

Dans la première, ont été observées après une production importante et initiale de silt au cours des 150 premiers cycles confirmant ainsi les observations de COUDÉ-GAUSSIN (1981) et LAUTRIDOU (1984), la part des sables et des gravillons s'accroît rapidement. La quantité totale de débris fournis varie selon le faciès dans d'assez fortes proportions: ce résultat confirme les essais antérieurs de MARTINI (1967), mais n'est guère comparable à ceux de SWANTESSON (1985) qui a obtenu des valeurs moins grandes, inférieures à 1 %. Un rythme thermique plus agressif, une altération préalable plus importante, due à un moindre récurage du front d'altération, peuvent en être la cause (de 100 % pour l'échantillon 31, à 3 % seulement pour le 7). En revanche, la granulométrie des débris obtenus varie peu d'un échantillon à l'autre (Echantillons 5, 7, 13, 31 et 34, fig. 2). Les courbes sont grossières (médiane entre 1,6 et 12 mm), et bien

classées. La part des fines dans les débris, mesurée tous les cinquante cycles, tend à se réduire au fil des cycles jusqu'à une valeur comprise entre 0,5 et 1,5 % lorsque la totalité du bloc est écroulée.

Dans la seconde lignée, la forte proportion de fines inférieures à 50 microns produite lors des premiers cycles de l'essai ne diminue pas et, à 400 cycles, elle est encore d'environ 40 à 50 %. La courbe granulométrique des débris à 400 cycles montre nettement que le matériel est plus fin et mal classé (Echantillons 18, 19, 20, 22, fig. 2): la médiane se situe entre 0,1 et 0,016 mm.

La minéralogie des débris est également différente dans l'une ou l'autre lignée. Dans la première, les polyminéraux sont abondants et les grains monominéraux produits sont essentiellement des micas et des plagioclases. Dans la seconde, l'essentiel des minéraux produits sont des quartz qui représentent plus de 50 % des particules en-dessous de 0,5 mm. La grande gé-livité des quartz semble être une cause essentielle de la production de fines dans cette lignée.

Les essais sur des arènes

Sur des arènes meubles prélevées à la pelle, les deux mêmes comportements ont été observés.

Granulométrie

- Dans un cas (échantillons 2, 3, 8), la courbe granulométrique est décalée vers les fines et les particules grossières s'amenuisent rapidement en sables. Les limons sont peu abondants.

- Dans l'autre cas (échantillons 1, 4, 7 notamment), le classement de la courbe se détériore, la production de fines l'emporte sur l'amenuisement des sables grossiers et des gravillons.

L'examen du diagramme (Fig. 3), fixant la position de la moyenne après ajustement avant et après gel permet de mesurer l'inégale vitesse de l'amenuisement selon les échantillons et l'évolution de l'indice de classement: pour ceux de la première lignée, le classement de la courbe s'améliore au fil des cycles: les gravillons s'amenuisent plus rapidement que la production de fines n'apparaît. La partie grossière de la courbe évo-

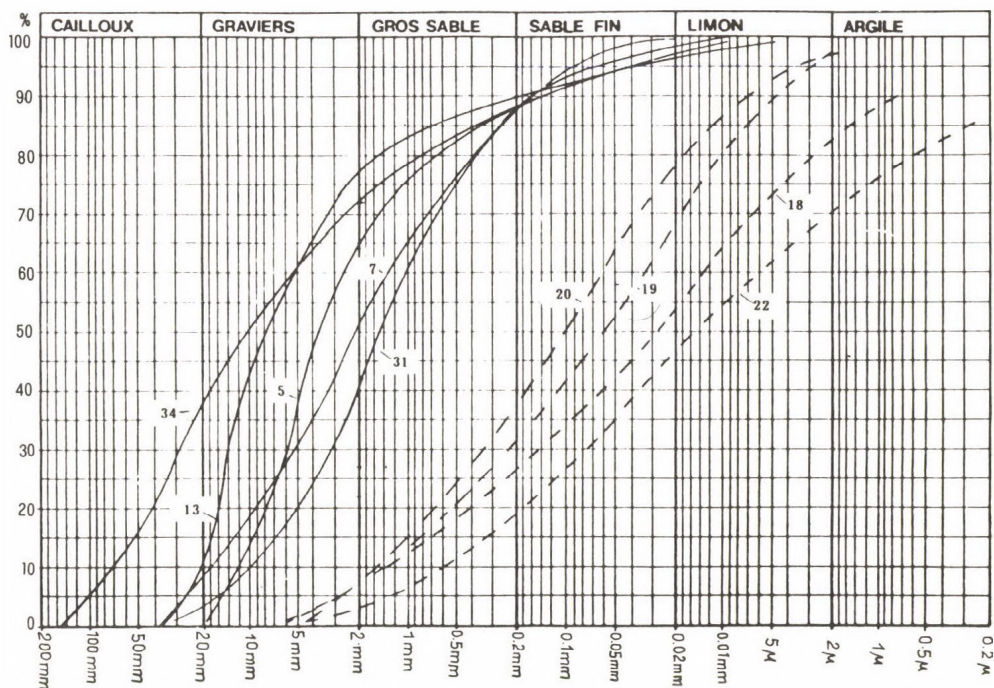


Fig. 2: Granulométries après 400 cycles de gel. (Grain size curves after 400 freeze-thaw cycles.)

lue plus rapidement que la partie fine; dans ceux de la deuxième lignée, au contraire, la fraction grossière s'amenuise lentement alors que la production de fines (silts) est beaucoup plus rapide et l'indice de classement augmente à mesure que se déroule l'essai.

Minéralogie

La minéralogie des sables avant et après le gel montre une augmentation ou une diminution des différentes espèces minérales. L'examen du tableau (Fig. 4) montre une tendance générale à la diminution des polyminéraux et surtout des quartz à 0,5 mm (échantillons 7, 4, 1) forte-

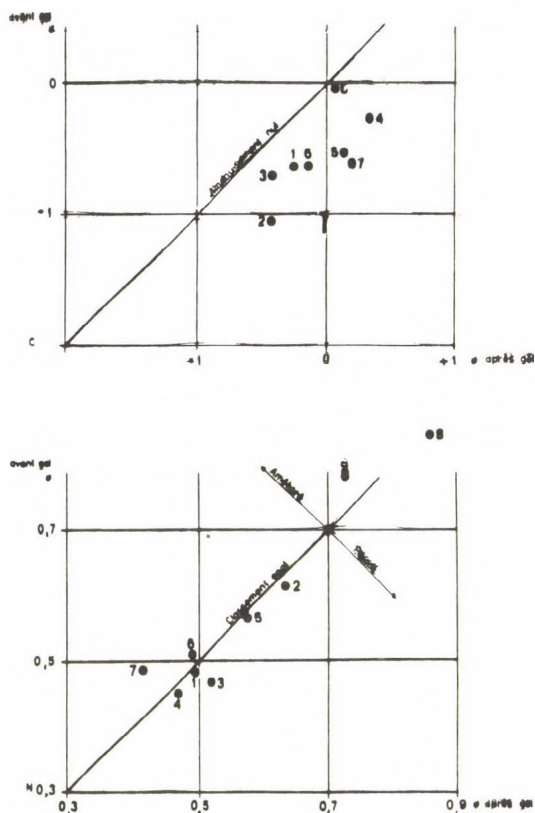


Fig. 3: Valeur de la moyenne et de l'indice de classement granulométrique des courbes ajustées avant et après gel. (Value of mean and sorting index of grain size curves before and after test.)

ment gélifiés en poudre, et à l'augmentation des plagioclases et des orthoses produits par fragmentation des gravillons. Cette tendance générale n'est pas une règle absolue: les variations de comportement sensibles d'une même espèce minérale d'un échantillon à l'autre montrent qu'il n'est pas possible d'établir une échelle unique de gélivité des minéraux qui soit l'équivalent, pour la gélifraction, de l'échelle d'altération définie par GOLDICH (1938). En revanche, la gélivité du quartz évoquée par KONISHCHEV (1982) se trouve ici confirmée: l'examen des poudre aux rayons X révèle sa présence jusqu'à cette taille.

Interprétation générale

Les résultats obtenus au cours de ces essais à la fois sur des granites et des arènes altérées sont concordants. Ils conduisent à définir deux modèles de comportement:

- dans le premier, la gélifraction s'exerce activement, et la désagrégation par le gel conduit dans un premier temps à la fabrication d'une arène grossière, riche en polyminéraux qui s'amenuise ensuite par dissociation des espèces minérales.

- dans le second, la gélifraction se révèle impuissante à assurer une dissociation de ces agrégats polyminéraux. A partir des parois des blocs ou des arènes préalablement altérées, elle produit alors des quantités importantes de matériel fin, poudres et sables, où les quartz apparaissent quantitativement abondants associés aux plagioclases.

Cette évolution est résumée par le modèle (Fig. 5) représentant les deux types d'évolution minéralogique et granulométrique observées. L'appartenance d'un faciès à l'une ou l'autre lignée ne correspond pas à des compositions minéralogiques particulières mais à l'organisation du réseau de fissuration, notamment des quartz et des feldspaths, en relation avec les conditions rhéologiques ou le champ de contraintes existant lors de la cristallisation.

MICROGELIFRACTION ET MACROGELIFRACTION

La confrontation des résultats de gélifraction expérimentale et des observations de terrain montre que ce sont les faciès qui fournissent le plus de fines, appartenant donc à la seconde lignée précédemment définie, qui donnent le plus de tors et d'éboulis. Loin de s'opposer, macrogélification et microgélification sont étroitement liées. Un certain seuil de production de fines est susceptible de favoriser la macrogélifraction dans des proportions importantes, à la fois lors du délogement des blocs et du fluage des tabliers d'éboulis.

- au moment du délogement des blocs, ce rôle est révélé par l'analyse des fines qui remplissent les diaclases: la courbe granulométrique (Fig. 6), révèle la finesse du matériel, (médiane autour de 100 microns, avec une part d'argile très faible. Son origine doit être recherchée dans l'action du gel sur les faces des blocs et tors, selon un processus qui apparaît lors des essais expérimentaux. Les courbes sont très voisines, ce qui n'exclut pas toutefois, une action limitée de redistribution par le vent, la neige ou le ruissellement. La granulométrie de ces remplissages est suffisamment fine pour permettre une imbibition durable par les eaux de pluie, de fonte et par ascension capillaire. Le gonflement lors de l'en-gel est suffisant pour permettre une action de délogement (quarrying).

Contrairement aux apparences, les diaclases béantes sont inactives et manifestent l'impuissance de la macrogéolifraction. Seules les diaclases emplies de fines sont efficaces si leur dispositif, pendange, position par rapport aux vents dominants, aux plaques de neige permettent la pénétration de l'eau.

Plus bas sur le versant, au sein des champs de blocs, les fines en profondeur ont pour origine une microgéolifraction à la surface des blocs; ces poudres sont entraînées en profondeur par les eaux de ruissellement. Leur composition est assez riche en silt, pour, mieux que ne le ferait une arène sableuse, favoriser les phénomènes de fluage et par ce biais l'étalement des blocs sur de longues distances vers le bas du versant.

CONCLUSION

L'existence de deux types de modelés périglaciaires sur roche granitique dans le Massif Central français se trouve partiellement expliqué par deux comportements distincts à l'action du gel.

Sur les roches fournissant une arène grossière composée essentiellement de polyminéraux qui sont ensuite soumis à la désagrégation granulaire au sens strict, c'est-à-dire à la dissociation des agrégats polyminéraux développent essentiellement des arènes remaniées à blocs, (head) où les blocs s'incorporent par fauchage du front d'altération à la base de la formation.

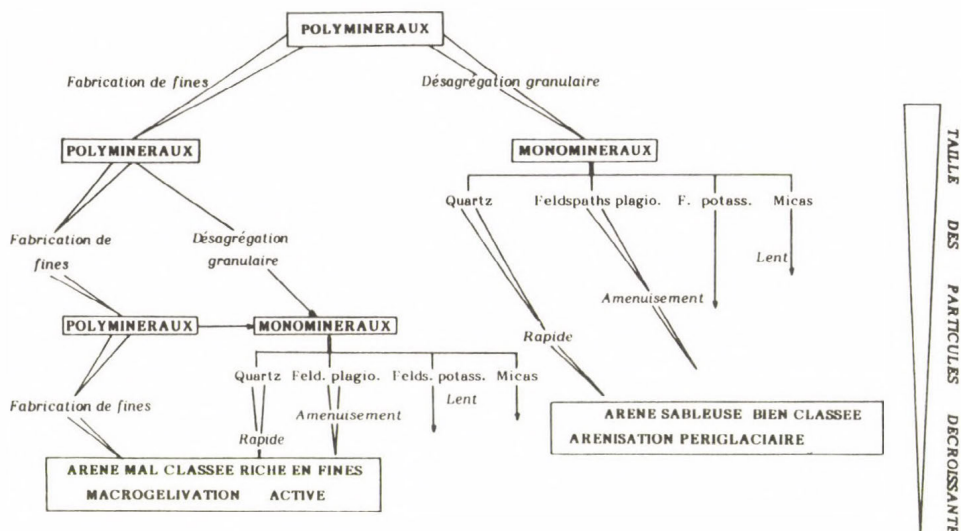


Fig. 5: Types d'évolution des arènes. (Types of arenaceous sands produced by freeze-thaw cycles.)

Sur les roches fournissant essentiellement un matériel fin, constitué surtout de quartz et de plagioclases se développent des phénomènes de macrogélation des corniches et des tors et de fluage des nappes de blocs. Loin de s'exclure, macrogélation et microgélation sont liées. Un seuil minimum de production de fines est nécessaire pour que la macrogélation puisse être efficace.

L'appartenance des roches à l'une ou l'autre lignée ne peut s'expliquer en terme de composition chimique ou minéralogique puisqu'on y trouve aussi bien des diorites que des granites alcalins ou calco-alcalins. En revanche, il faut plutôt rechercher la cause dans l'intensité et la distribution de la fissuration de la roche à toutes les échelles y compris à l'échelle du minéral, cette dernière étant toujours très irrégulièrement distribuée.

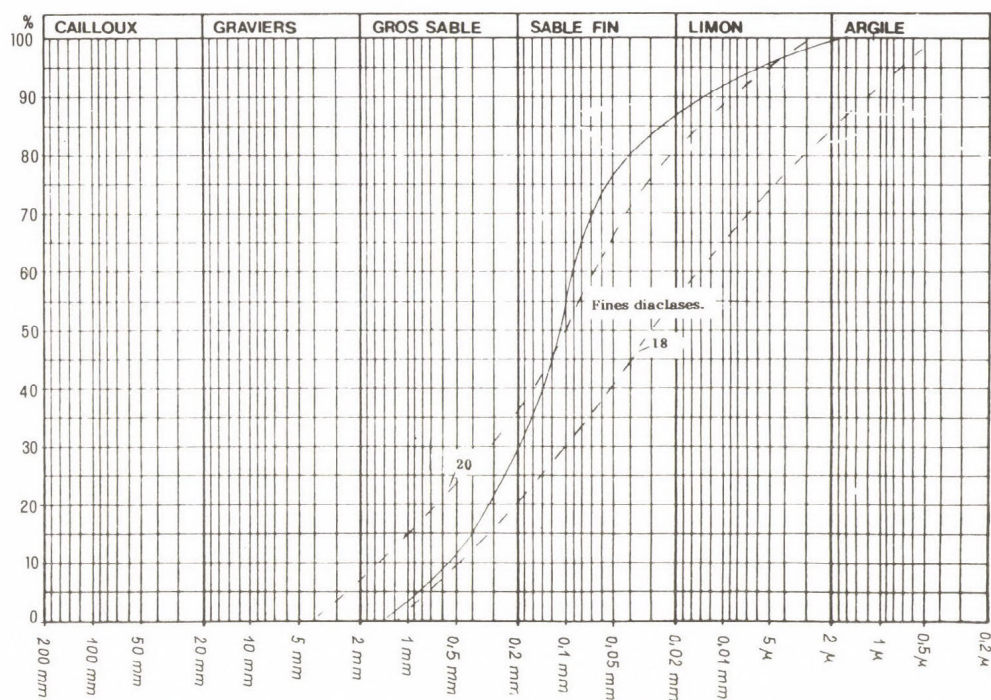


Fig. 6: Granulométries des fines dans les diaclases. (Grain size curves of fine diatase material.)

REFERENCES

- COUDÉ-GAUSSIN, G. (1981): Les serras da Peneda et do Gerês. Mem.do centro de Estudos Geograficos N°5, Lisboa, 254 p.
- ETLICHER B. (1986): Les massifs du Forez, du Pilat et du Vivarais: régionalisation et dynamique des héritages glaciaires et périglaciaires en moyenne montagne cristalline. Saint Etienne: centre d'études forézien-nes. 685 p.
- GODARD A. (1972): Quelques enseignements apportés par le Massif Central français à l'étude géomorphologique des socles cristallins.-Rev. de géogr. phys. et géol. dyn. Paris, 14 3 265-296.
- GODARD A. (1977): Pays et paysages du granite. Paris, P.U.F. 232 p.

- GOLDICH S.S. (1983): A study in rock weathering.-*Journal of Geology*, 46, 17-23.
- KONISHCHEV V.N. (1982): Characteristics of cryogenic weathering in the permafrost zone of the European USSR.-*Arctic and Alpine Research*, 14, 261-265.
- LAUTRIDOU J.-P. (1984): Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Caen, 2. 907 p.
- MARTINI A. (1967): Preliminary experimental studies on frost weathering of certain types of rocks from west Sudètes.-*Biul.perygl.*, Lodz, 16, 147-194.
- SWANTESSON J. (1985): Experimental studies of Swedish rocks.-*Geografiska Annaler*, 67, A, 1/2, 115-118.
- VALADAS B. (1984): Les hautes terres du Massif Central français: contribution à l'étude des morphodynamiques récentes sur versants cristallins et volcaniques. Limoges, 2, 927 p.

Adresse des auteurs:

Prof. Dr. B. Etlicher: Département géographie, Université de Saint Etienne, 2 rue Tréfilerie, 42023 Saint Etienne cedex 2 (France)

Prof. Dr. J.-P. Lautridou: Centre de géomorphologie du C.N.R.S., rue des Tilleuls 14000 Caen (France)

ETUDES PRELIMINAIRES DES CALCINS DU NORD EST GROENLAND

J.-P. Adolphe - J.-F. Loubière

ABSTRACT

The karstic micro-organic deposits called "calcin cauliflower" (Tuffa pro parte or Hard Pan) collected near Centrum Lake in North East Greenland, are reminiscent of a cauliflower. It is calcium carbonate deposits, both biological and physico-chemical, and is similar to structures formed by algae. As stalactites, it is located in clefts and under stones. On a cross-section view, alternate dark and clear concentric zones appear. These variations in color are related to the environmental climatic conditions. The climatic environment of the region can be reconstituted for the last two millenniums.

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Les échantillons proviennent d'une terrasse dominant le lac Centrum (80° nord) à une altitude d'environ 200 mètres (Fig. 1). Il s'agit de calcaires dolomitiques d'âge ordovicien/silurien, présentant à la fois de nombreux fossiles en saillie car plus réfractaires à la dissolution que le reste du calcaire (CHERMETTE, 1926; BUNTING, 1978), et des dépôts carbonatés se présentant sous l'aspect de colonnettes localisées dans les fissures de la roche-mère (Fig. 1 et 2). Ces dépôts répondent à la description générales des calcins (ADOLPHE, 1969 et 1970). Les concrétionnements assez réguliers d'un échantillon à l'autre sont de type "chou-fleur". Ils en rappellent, en plus petit, l'arborescence et la surface mamelonnée. Cette disposition explique le piégeage en leur sein de fines particules sableuses.

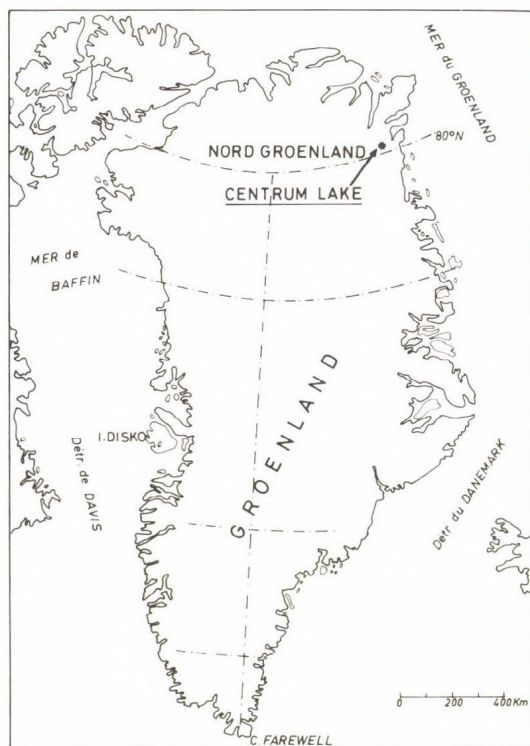


Fig. 1: Situation géographique des calcins du Nord Est Groenland

L'ÉTUDE AU PHOTO-MICROSCOPE

Nous avons assemblé à la suite l'une de l'autre les photos obtenues lors de l'étude au microscope photonique des lames minces pratiquées dans les échantillons de calcaire en chou-fleur. Cette technique s'apparente à celle utilisée par les topographes pour reconstituer des photos mosaïques. Ce procédé améliore considérablement les possibilités d'étude des dépôts carbonatés. La coupe transversale d'un calcaire de quelques millimètres peut dépasser, une fois les photos agrandies et assemblées, plusieurs dizaines de centimètres. A titre d'exemple l'assemblage photo d'une coupe de plancher stalagmitique épais de 7 cm se présente sous la forme d'un montage de plus de 70 cm (Photos 1 et 2).

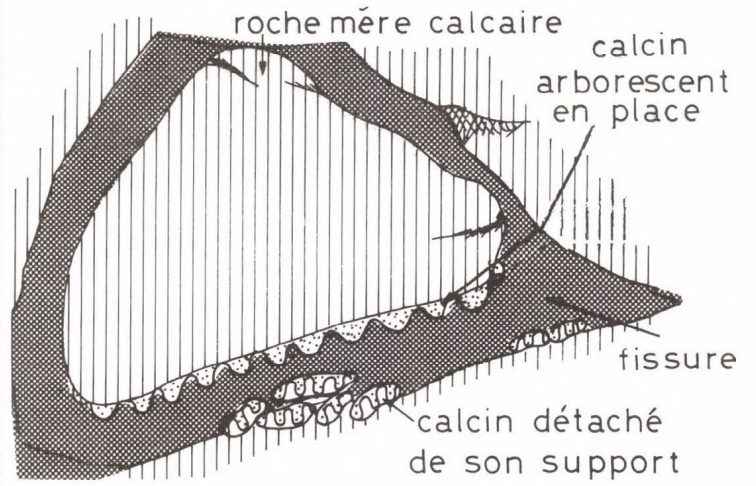
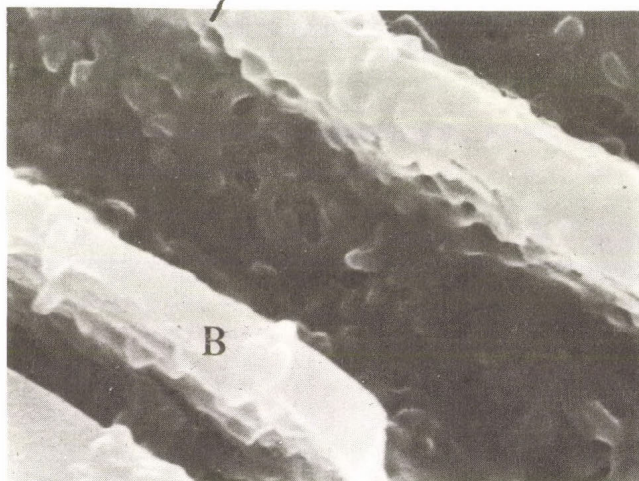


Fig. 2: Localisation des calcins



1



2

Photo 1,2: Aiguilles calcitiques expérimentales (1) obtenues par culture in vitro de bactéries (B) provenant du calcin naturel

Ces agrandissements juxtaposés rendent possible une observation microscopique minutieuse et offrent une vue d'ensemble. Ils permettent de localiser puis de comptabiliser des zonations qui jusque là n'avaient pas pu être mises en évidence par un découpage trop parcellaire de l'échantillon.

On se rend alors compte que quelques millimètres de calcins stockent leur propre histoire climatique, plusieurs fois millénaire...

DESCRIPTION

En partant de la roche mère support à l'origine du processus, nous pouvons compter neuf accroissements qui constituent la première zone sombre. Nous distinguons ensuite une partie plus claire avec, par endroit, une cristallisation calcitique importante qui rend le comptage des accroissements difficile. Nous avons pu les évaluer à une quarantaine. La zone suivante, constituée d'une cinquantaine d'accroissements, est nettement la plus sombre. Dans la dernière partie, nous avons dénombré 46 accroissements. A cet endroit particulièrement, ils ne sont pas sans rappeler, par leur régularité et leur netteté, les cernes concentriques observés dans le bois par les dendrochronologues.

Ainsi, globalement, nous pouvons distinguer dans les zones claires une cristallisation calcitique radiée dominante, et dans les zones sombres essentiellement une trame organique filamenteuse abondante.

En coupe longitudinale, on retrouve les mêmes zones et on voit qu'elles marquent l'accroissement progressif à partir du support (Photo 3).

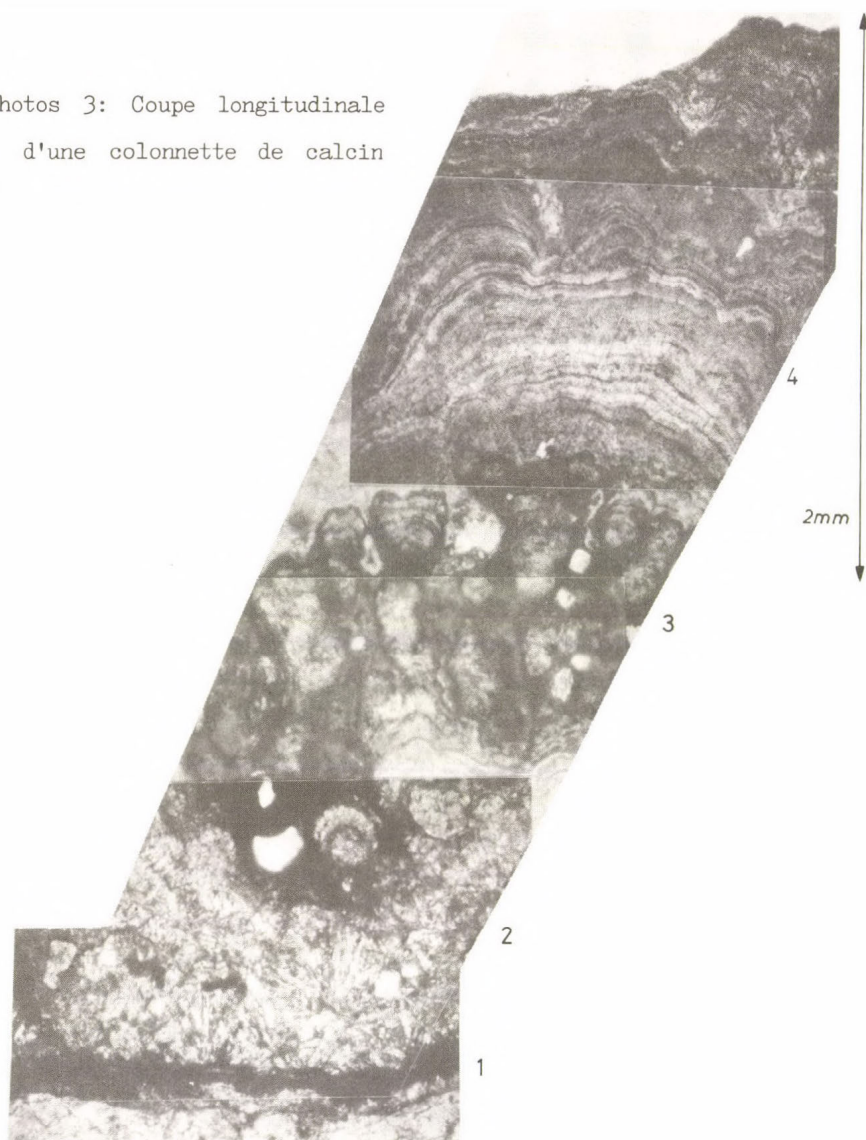
Les colonnettes débutent sur la roche support par une zone sombre (1), à laquelle succède une zone claire (2), constituée par un enchevêtrement de fines aiguilles de calcite. Les zones sombres suivent les dénivellations de la roche.

Dans les zones 2 et 3, on rencontre fréquemment des inclusions de quartz, absentes dans les autres parties du calcin.

INTERPRÉTATION

Si nous partons de l'extérieur du calcin (zone 4) dont le dernier dépôt est forcément contemporain, en progressant vers la zone 3, nous constatons une succession d'accroissements concentriques qui pourraient représenter des durées variant de cent à cent vingt ans. Si cette première hypothèse s'avérait correcte, nous pourrions retrouver là les oscillations cycliques recouvrant des périodes connues, successivement la phase froide de 1820 à 1830, les grands froids des XVIII, XVII et XV siècles, jusqu'au petit âge glaciaire du XIV siècle.

Photos 3: Coupe longitudinale
d'une colonnette de calcin



Si cette chronologie est démontrée nous pouvons considérer qu'un seul accroissement dans cette partie du calcin représente une période d'une vingtaine d'années. Nous en avons compté environ 46 qui s'étendraient sur une période de 900 ans. La couleur plus sombre de la zone 3 s'expliquerait par le climat doux qu'a connu le Groenland de 500 à 1150 après Jésus-Christ. Cette période correspond d'ailleurs à l'installation des Vikings sur la côte Ouest.

Le froid brutal qu'a connu le Groenland entre 600 et 200 avant J-C peut correspondre à la partie claire (zone 2) contenant la grande cristallisation calcitique. Les grains de quartz plus volumineux qu'ailleurs, pourraient être la conséquence d'une forte activité éolienne. Cette période a peut-être précipité la disparition de la deuxième civilisation de chasseurs du haut arctique.

L'examen de la toute première zone entourant directement la roche support d'une dizaine d'accroissements visibles suggèrerait une période chaude favorable au début du développement du calcin. Elle pourrait se situer vers 3000 B.P., à la fin de l'optimum climatique. Cette période a vu, dans l'arctique, la banquise se disloquer et tous les glaciers reculer. Au Nord-Est Groenland, le radoucissement du climat permet la survie pendant plusieurs siècles de deux civilisations de chasseurs de boeufs musqués, 4000 à 3600 B.P. et 3400 à 2400 B.P. appelées Indépendance I et II, comme l'ont montré les découvertes de l'archéologue danois Eigil Knuth sur les nombreux sites préhistoriques de cette région.

Les datations absolues actuellement envisagées permettront de préciser ces premières hypothèses.

ROLE DES MICRO-ORGANISMES

Ces dépôts, qui reflètent des alternances climatiques comme ceux décrits sous d'autres latitudes, sont vraisemblablement d'origine à la fois physico-chimiques (zone claire) et biologique. L'examen au M.E.B. des concrétionnements montrent que les cristallisations sont édifiées par des micro-organismes fossiles (Photo 4). On peut d'ailleurs extraire les voiles successifs du calcaire par usage d'acide chlorhydrique dilué. La mise en culture d'échantillons sur milieu nutritif stérilisé a provoqué la formation de nouveaux voiles bactériens calcifiants en tous points semblables aux voiles fossiles (Photos 1 et 2).

CONCLUSIONS

Les calcins du Nord Est Groenland recèlent d'une part des informations paléoclimatiques et d'autre part des bactéries calcifiantes. Ces dépôts

mettent une fois de plus l'accent sur la prépondérance et la généralité de l'activité bactérienne dans les processus de biolithogénèse.

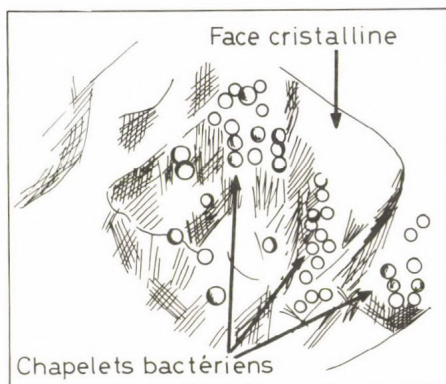


Photo 4: Aspect de la biocristallogenèse naturelle. Les rhomboèdres de calcite sont édifîés par des bactéries

REFERENCES

- ADOLPHE J.-P. (1969): Nature et genèse du calcin en chou-fleur de France.-C.R. Acad. Sc. Paris. 268. p. 752-755.
- ADOLPHE J.-P. (1970): Etude comparée des calcins en chou-fleur du Moyen Nord Canadien du Liban. - C.R. Acad.Sc. Paris, 270. p. 1080-1083.
- BUNTING B.-T. (1978): Micromorphology of calcareous crusts from the Canadian High Artic. G.G.F. 100 p.

CHERMETTE A. (1926): Sur les curieuses concrétions rencontrées dans une grotte d'une carrière de Saône et Loire, Fontaines-Les-Chalons- Bul. Soc. H.Nat.Autun.

Adresse des auteurs:

Prof. Dr. J.-P. Adolphe, Prof. Dr. J.-F. Loubière: Laboratoire de Géomicrobiologie, Département de Géodynamique des milieux continentaux
U.E.R. des Sciences de la Terre Université P. et M. Curie Tour 16, 4^o
Etage, 4 Place Jussieu Paris 5, CEDEX. France.

PROBLEMS OF PALEO GEOGRAPHIC INTERPRETATION OF ICE WEDGE CASTS IN EUROPEAN LOESSES

H. Maruszczak

ABSTRACT

Features indicating the traces of polygonal, frost contraction cracks are characterized. Smaller polygons with horizontal dimensions to several metres and with fissures to the depth of 1.5 m were usually connected with seasonal frost. However, traces of these structures are sometimes interpreted as indicating permafrost. Only the polygons with horizontal dimensions exceeding 10 m and with ice wedges casts of vertical dimensions over 1-2 m are certain evidence of permafrost. The dimensions of such polygons and wedges warrant the reconstruction of the permafrost character: continuous or discontinuous and sporadic. Wrong conclusions are also formulated in this domain, which appeared in some latest reconstructions of the extension of permafrost zone in Pleistocene. Discussing this problem author presents his attempts at reconstructing these extensions for the upper pleniglacial of the last glaciation.

INTRODUCTION

Casts of ice wedges have been investigated for over 50 years now (SOERGEL 1936). On the ground of these investigations different conclusions of paleogeographic character have been drawn during the last decades (JAHN, 1975; FRENCH, 1976). On this basis particularly the thermal conditions and the type of frozen ground have been reconstructed with which the formation of ice wedges was connected. However, some conclusions drawn from the investigations of ice wedge traces in loess are controversial.

The formation of ice wedges is connected with thermal contraction at temperatures (frost contraction = frost cracking). Contraction cracks filled with various material form whole systems of fissure polygons of different dimensions. Usually, these systems are classified, and size categories can be distinguished. The fissures are formed not only in perma-

frost but also in seasonally frozen ground. Traces of the fissures connected with seasonally frozen ground differ in the kind of the filling from those connected with permafrost. The former are sometimes considered as evidence of permafrost in Pleistocene. Therefore, attention should be paid to the fundamental features which differentiate the casts of the crack structures of these two types.

CASTS OF CONTRACTION FISSURES OF SEASONALLY FROZEN GROUND AND OF PERMAFROST

For paleogeographic interpretation it is necessary to distinguish clearly the traces of frost contraction polygons connected with: 1/ seasonally frozen ground and 2/ permafrost.

Traces of the polygons connected with seasonal frost

Their horizontal dimensions do not usually exceed several metres, and depths of the fissures are less than 1,5 - 2,0 m. Among them there should be distinguished: a/ smaller and b/ larger forms.

Smaller polygons of horizontal dimensions to 1,0 m with fissures of several centimetres wide reach a depth of 0,5 - 1,0 m. The cracks formed during winter freezing were filled with mineral substance brought by surface waters or by wind during summer. The arrangement of the fill is disordered ("structureless"). The cracks can be best distinguished when the filling coming from the surface is different enough from the layers reached by these cracks. In loess exposures the traces of such structures are best visible in the horizons of paleosols. In vertical sections they are characterized by subregular shapes, and they usually show many features in common with desiccation cracks. Therefore, the paleogeographic interpretation of such structures presents various difficulties and doubts.

In loess profiles of Poland and in the neighbouring regions of the Ukraine, the traces of such smaller polygons are best preserved in the interglacial soil horizons in loess of the Saale (Riss) glaciation. Among other places this soil occurs in the Nieledeu and Korszów sections, which

are fundamental for loess stratigraphy (BOGUTSKIY, 1980; MARUSZCZAK, 1985). It is a poligenetic soil most often defined as a degraded chernozem. The older stage of pedogenesis is represented by brown forest soil horizons which are overlain by an unconformal younger humus horizon with features of chernozem-type (MARUSZCZAK, 1987). Traces of the fissures filled with the material derived from this chernozem can be clearly distinguished against the underlying horizons of the brown forest soil. In vertical sections they have "tongue-like" or "braided" shapes (Fig. 1). At present, similar "tongue-like" structures occur and develop in the forest-steppe zone of West Siberia, at 55-53° latitude, i.e. several degrees higher than in Nielew and Korszów. In this zone a dominant soil type are leached chernozems, among which there is a type with fissure structures which is defined "tongue chernozems" by Russian authors. At present, the mentioned regions of Siberia are characterized by the mean annual temperature of 1-2°C, the mean monthly -15/-18°C of January and about 18°C of July, with the mean annual precipitation of about 400 mm. LIVEROVSKIY (1974, p. 144) suggests that such climatic conditions explain the formation of the fissure structures during strong summer drying and winter freezing.

"Tongue-like" fissure structures similar to those from interglacial fossil soils in Poland and in the Ukraine also occur in the pedocomplex from the Eemian and from the Early Würm in the loess section in St Pierre-les-Elbeuf in northern France. In this section, the horizons of the interglacial lessivated brown forest soil are overlain by a thick humus horizon interpreted as grey brown forest soil (FEDOROFF — GOLDBERG, 1982). The material derived from this horizon fills the tongue-like fissure structures which are clearly distinguishable in the underlying B_t horizon of the lessivated brown forest soil. French authors interpret these structures as "fentes de gel" or "soil-wedges" (LAUTRIDOU et al., 1986). A rather extreme opinion was presented by VAN VLIET-LANOE during the Symposium of the INQUA Commission on Loess in 1986. She considered that thick humus horizon with tongue-like fissures had been formed in the conditions of permafrost in the "arctic prairie" environment. Such an interpretation is unjustified, as well as the published suggestion of this author, that about 75 ka BP (¹⁸O stage 4) northern France with the Paris Basin was within the extent of insular permafrost (VAN VLIET-LANOE, 1986).

Larger polygons connected with seasonal frost, of horizontal dimensions to several metres, with fissures to 15 cm wide reaching a depth



Fig. 1: Vertical section of intersaalian, poligenetic paleosol in the profile Korszów near Luck (NW Ukraine). Thick humus of "tongue chernozem" type is overlying horizons of lessivated brown forest soil. Soil horizons are cut by an ice wedge cast, the top of which is beyond the figure; the wedge was formed during the accumulation of the upper older loesses, in the Moscowian = Wartanian = Saalian II Glaciation. Numerous, typically formed "krotovinas" occur in soil horizons. The highest part of the initial chernozem from the Dnieprian = Odranian = Saalian I Glaciation is visible at the bottom, under the intersaalian pedocomplex.

of 1.0 - 1.5 m. Traces of these structures prove that the polygons had more regular shapes horizontally and vertically. In Poland and in the neighbouring regions of Eastern Europe they are most often found in the pedocomplex dated for the Eemian and the early Würm/Vistulian/(MATUSZCZAK, WIELICZKO et al., 1982). The fissures reach deep into very thick and typically formed illuvial horizons of lessivated forest soils. The material filling the fissures (usually derived from thick peaty horizons disharmoniously superimposed on the forest soil) often shows vertical streaks and foliation (Fig. 2). These streaks represent the fills of the elementary cracks formed in the years characterized by most severe climatic conditions during winter. Such a structure of the filling material and more regular arrangement of the polygons clearly indicate frost origin. The depth of the fissures, approximately corresponding to the thickness of seasonal freezing, as well as the dimensions of the polygons prove that in northern Poland mean annual temperatures during the period of their formation were from +1 to -1°C. Such thermal conditions are now characteristic for the Eurasian regions with deep seasonal frost (KUDRYAVTSEV et al., 1978). Thus defined index of the thermal conditions should be treated as representative for the coolest stages of the early Vistulian. On the other hand, the peaty humus horizon - from which the fissure filling material is derived - is connected with the first interstadial warmings of the early Vistulian (MATUSZCZAK, 1985). It may be noticed that the identification of crack types gives good grounds for distinguishing two or even three generations by the age of the discussed structures from the period of the earliest stages of the last glaciation (BOGUTSKIY, 1980, MATUSZCZAK, 1980).

Traces of the polygons connected with permafrost

The occurrence of Pleistocene permafrost is undoubtedly proved by the investigations of ice wedge casts. These are forms primarily filled with fissure ice, which was growing and gradually assuming the shape of wedges. The present mineral fill originates from the degradation stage of permafrost and ground ice. From the paleogeographic point of view, one should

distinguish the casts of smaller (a) and longer (b) ice wedges. When determining the dimensions, one should distinguish the following parts of the wedges (Fig. 3): 1/ the lowest fissured, 2/ lower with the shape similar to a triangle in cross section, 3/ upper with the shape similar to

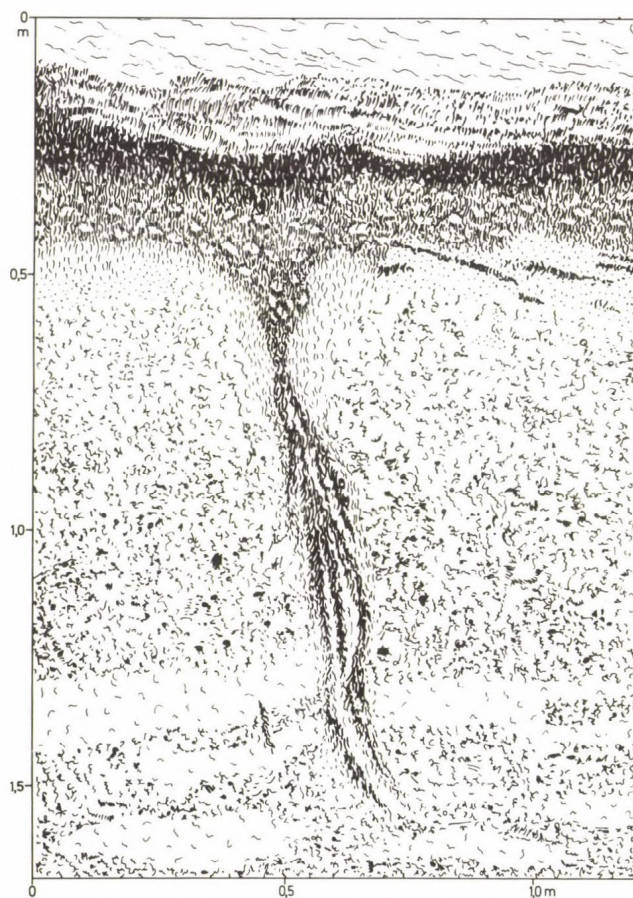


Fig. 2: Vertical section of the pedocomplex from the Eemian Interglacial and Early Vistulian in the Nieledeu profile near Hrubieszów (SE Poland).

a rectangle, and 4/ the uppermost widening kettelike and usually "opened" upwards. The uppermost part, often gradually disappearing in shape of this part is probably connected - at least partially - with the degradation phase of the polygon system, when over disappearing wedges erosion grooves were formed on the surface. The lowest part is connected with the initial stages of frost contraction under conditions of increasing climate severity and of increasing loess accumulation. Thus, the fundamental parts - upper and lower - are most reliable for the reconstruction of the character of frozen ground. The vertical dimensions (depths) and widths of the wedges presented below are referred only to these two parts. At the same time, only the real width is taken into account. I stress this because in some works apparent widths are presented observed on the exposure walls not perpendicularly but diagonally oriented to the extent of the cracks (wedges). Horizontal dimensions of polygons are related to the forms of the highest order; of course, within them also smaller ones, i.e. of lower order occurred.

Fig. 2: Turfy humus horizon from the early interstadials of Vistulian is disharmoniously overlying thick horizons of the interglacial lessivated forest soil ($A_3 - B_1 - B_2 - B_3$). This humus horizon is covered by layered products of its erosion. The fissure structure is clearly distinguishable against the illuvial horizons of the forest soil. Characteristic, vertical foliation of the material filling this structure indicates that it represents the complex system of elementary cracks with primary mineral fill ("ground veins" or "soil veins"). The fissure fill derived from the superimposed peaty horizon indicates that this fissure developed during the cooler stages of the Early Vistulian. In Nielew the fissures of such a type form polygons of horizontal dimensions of about 2-3 m. Such dimensions of polygons, the depths of fissures and the nature of their fill prove that they were formed under the conditions of deep seasonal frost.

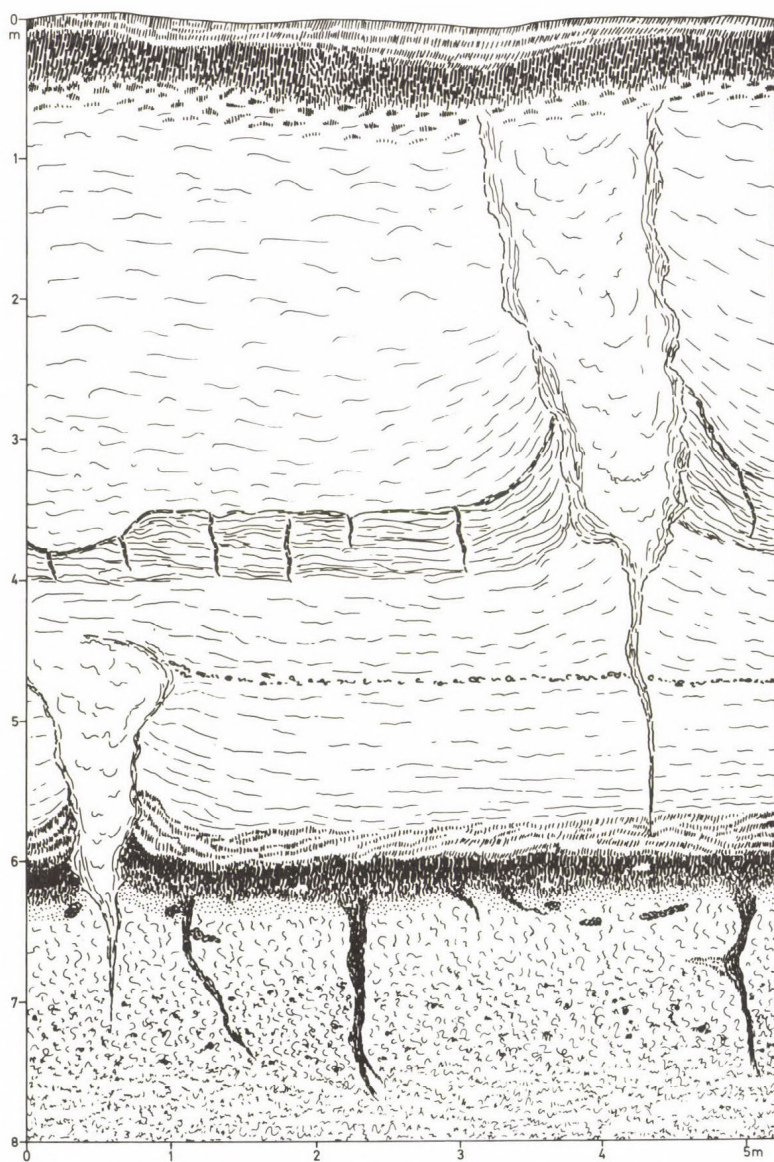


Fig. 3: Vertical section of loess in Nieledew near Hrubieszów (SE Poland).

Fig. 3: At the bottom under exposed younger loess (Vistulian) the pedo-complex from the Eemian Interglacial and Early Vistulian is visible, which is characterized by the features presented in detail in Fig. 2. In the layers of younger loess, two generations of ice wedge casts are visible:

a/ a smaller wedge from the accumulation period of the lower younger loesses (lower pleni-Vistulian) at the bottom; b/ a big wedge from the accumulation period of the upper younger loesses (upper pleni-Vistulian) at the top. The dimensions of the wedges (widths and depths) presented in the figure are reduced to the "real" size which distinctly differs from the "apparent" size generally observed on the walls diagonally crossing the wedges. The smaller wedge, i.e. the older one, is typically formed and well preserved, with characteristic vertical differentiation discussed in the text. The whole structure of this wedge is inclined to the left, which is connected with the direction of the slope inclination in which the exposure is made. The big wedge, i.e. the younger one, is truncated by erosion. This truncation is connected with the youngest period of the development of slope processes under the conditions of agricultural activity of man. Because of soil erosion developing on the slope, the profile of the younger loess is surmounted by a weakly developed soil of chernozem type. The youngest products of erosion of this soil are at the top. A detailed description of the loess section in Nielew, with the results of numerous TL datings is presented in: Guide-book of the international symposium "Problems of the stratigraphy and paleogeography of loesses" Poland '85, Maria Curie-Sklodowska University in Lublin, 1985, pp. 72 and 109-113.

Polygons with smaller ice wedges

The wedges have vertical dimensions to 2-3 m, and widths to 0.5-0.7 m; they form polygons with horizontal dimensions to 15 m. Such forms originate in silty-loamy deposits at mean annual temperature from -2 to $-4/5^{\circ}\text{C}$, in the conditions of occurrence of sporadic and discontinuous permafrost (KUDRYAVTSEV et al., 1978). Such ice wedges were formed in southern Poland, that is at $52-49^{\circ}$ latitude, during the accumulation of the lower and middle young loess (Vistulian). MARUSZCZAK (1980) finds analogous areas at similar latitudes in the upper Yenisey basin, south of Krasnoyarsk at the altitude about 500 m a.s.l. At present, sporadic and discontinuous permafrost occurs there in the park-type taiga and meadow steppe zones. This region of Siberia is characterized by the mean monthly temperature $-18/-30^{\circ}\text{C}$ of January, and $14/18^{\circ}\text{C}$ of July, with the annual precipitation of 250-450 mm. The comparison with this area makes it possible to reconstruct the geographical conditions of the accumulation of the Lower and Middle Vistulian loess in Poland. Similar conditions were reconstructed for the period of Lower and Middle Valdaian (=Vistulian) in the neighbouring regions of East Europe (MARUSZCZAK, WIELICZKO et al., 1982).

Polygons with bigger ice wedges

The wedges of vertical dimensions to 4-5 m, and widths to 1.0-1.5 m form polygons with horizontal dimensions to 20-25 m. The forms with such features occur in loamy deposits, in regions characterized by the mean annual temperature $-4/-8^{\circ}\text{C}$ and by the continuous permafrost (KUDRYAVTSEV et al., 1978). Such ice wedges were formed in Southern Poland during development of the Upper Vistulian loess. Analogous areas at similar latitudes ($52-49^{\circ}$) are now difficult to be pointed out. According to MARUSZCZAK (1980) one may suspect them: a/ in Canada at Hudson Bay, where discontinuous permafrost passes into continuous one at a little higher latitudes, at the mean January temperature of $-24/-28^{\circ}\text{C}$, and mean July $12/13^{\circ}\text{C}$, and with the annual precipitation to 400-500 mm; b/ in East Asia, in the basins of the lower Selenga, Shilka and Argun, where within the extent of discontinuous permafrost the mean temperature for January is $-24/-30^{\circ}\text{C}$, and for July $14/18^{\circ}\text{C}$, with the annual precipitation of about 250 mm. However, the

first area represents the transitional, maritime-continental periglacial province, and the second one - the extremely continental province, but within the discontinuous permafrost zone. On the other hand, during the Upper Vistulian the area of southern Poland was within the continental province with continuous permafrost. Therefore, recent areas analogous to such a province should be searched for at much higher latitudes, namely about 65° in the northern part of the West-Siberian Lowland (GAVRILOVA, 1981).

The investigations of ice wedge casts in the upper young loess in Poland and in East Europe revealed that in the Upper Vistulian = Valdaian (18° stage 2) the continuous permafrost zone in this part of the continent did not cross the 49° latitude in the South (MARUSZCZAK, WIELICZKO et al. 1982). Basing on the analysis of the results of investigations of wedge casts, KARTE (1981) suggested that at that time continuous permafrost occurred in the Paris Basin, i.e. also reached the 49° latitude. It seems that this statement of little probability resulted from not a very critical analysis of the data related to the dimensions of the ice wedge casts. The largest wedges known from northern France do not give grounds to draw the conclusion expressed by KARTE. French papers with similar conclusions were published in the seventies (e.g. LAUTRIDOU-SOMMÉ 1981). However, LAUTRIDOU (1986) changed his opinion on this subject in last years. Now he thinks that the analysis of the conditions of the distribution of ice wedge casts in loesses indicates that Northern France (Normandy) was in the zone of discontinuous permafrost during the Late Würm. The data presented at the Symposium of the INQUA Commission on Loess in 1986 entirely confirm this opinion.

RECONSTRUCTIONS OF THE PERMAFROST EXTENTS BASED ON INVESTIGATIONS OF ICE WEDGE CASTS

The extension of permafrost from the last glaciation were reconstructed in the papers published in the eighties (KARTE, 1981; GERASIMOV, VELICHKO et al., 1982, VAN VLIET-LANOE, 1986). These extents may be revised by

a critical analysis of the results of investigations concerning ice wedge casts. We consider this problem on the example of the main stage of the last glaciation, i.e. of the Upper Vistulian (Würm).

The presented data indicate that it was the period of the greatest expansion of continuous permafrost in many regions. Therefore, in Europe this period was characterized by the greatest differentiation of permafrost types. It can be divided into the following zones and subzones (Fig. 4).

Zone of continuous permafrost

This affected only in East and Central Europe. Its spreading over Western Europe, as suggested in the earliest publications (KARTE, 1981; GERASIMOV, VELICHKO et al., 1982), does not seem to be fully justified. To the south it did not reach below 49-48⁰ latitude. In Central Europe it rather distinctly shifted to the higher latitudes, which was connected with the influence of the maritime climate. The southern limit of this zone approximately coincided with the isopleth of the mean annual temperature of -5⁰C. Only in the easternmost regions of Europe, where it shifted a little to the higher latitudes, the temperatures were probably lower. It was connected with extremely, on the European scale, dry climate unfavourable for the development of permafrost. This zone should be divided to two subzones:

Internal subzone containing areas which were covered by the ice-sheet during its maximal extension (ca 20-18 ka BP). Because of a relatively short period of permafrost development (18-12 ka BP interval), ice wedges were not common in rather fresh glacial and fluvioglacial sediments. This may be also assumed from investigations of the distribution of wedges with primary mineral filling ("sand-wedges") in the area of Poland (GOZDZIK, 1986).

External subzone containing areas situated outside the maximum extent of the ice-sheet. The duration of the conditions favourable for the development of permafrost was longer, so ice wedges were better developed and widespread here.

Zone of discontinuous permafrost

It was spread along parallels all over Europe. Meridionally this zone was the most extensive in the West of the continent, where it covered areas with the mean annual temperature from $-4/-5^{\circ}\text{C}$ to -2°C . With increasing continentality, this zone was less extensive eastwards, where it was a little shifted to higher latitudes and consequently to lower temperatures. On the enclosed map (Fig. 4) England and Ireland were included into this zone even if in the earlier papers these areas were included into the zone of continuous permafrost, basing on the investigations of the wedges (MORGAN, 1971; LEWIS, 1979; ALLEN, 1984). The dimensions of polygons and wedges presented by the mentioned authors do not confirm their opinion. It also seems that a big part of the forms described by them represent not ice wedges but sand wedges. Especially WORSLEY (1966) was inclined to record sand wedges. He stated that the forms from the vicinity of Manchester described by him were sand wedges on lithological evidence. However, he stressed that the problem of their origin was open, and he did not exclude that they could be ice wedges casts. JAHN (1977) also drew attention to the difficulties in interpretation of wedges defined sandy. It should be particularly stressed that typical sand wedges are connected with severe and dry arctic climate. Such a climate seemed to be unlikely to occur in the area of England, even during the most severe conditions of the maximal stages of the last glaciation. Moreover, it is difficult to solve these controversial problems because the wedges described by English authors are largely connected with coarse-grained (glacial, fluvioglacial) deposits. The development of these ice wedges is more complex than that of loamy ones (KUDRYAVTSEV et al., 1978). This fact also makes it difficult to compare the results with the investigations of structures occurring in loess.

Zone of sporadic permafrost

It was spread all over Europe, and to the south it probably reached the Lower Danube. In this zone permafrost occurred in very limited areas which were characterized by a more humid ground or by a more severe local climate. The terraces of the Loire valley in the vicinity of Orleans probably represented examples of such areas. The casts of polygons investigated in

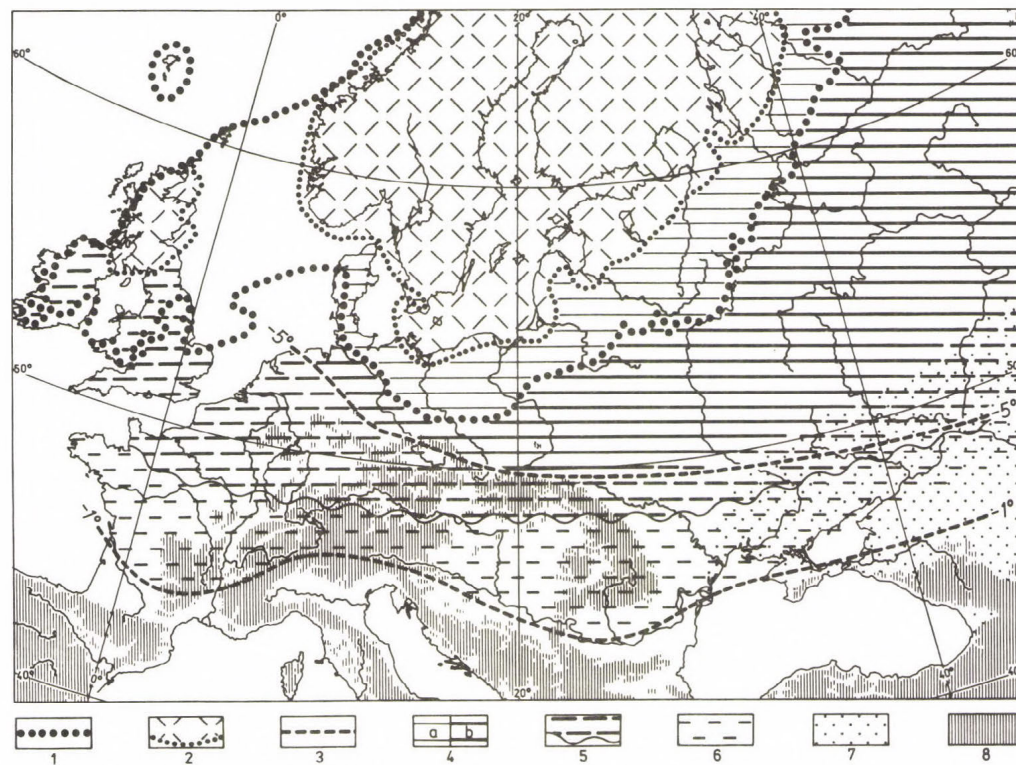


Fig. 4: Zones of permafrost in Europe in the upper pleni-Vistulian; by MARUSZCZAK, 1986

in this region by HOREMANS (1960) are not very regular, and the fissure structures reach a depth of 2-4 m; the widths of wedges are limited to, in most cases, about 0.1 m, and they increase to 0.5 - 1.0 m only in the higher parts, enlarged probably in the degradation phase of permafrost. In Central Europe, the whole Carpathian Basin (Middle Danubian Lowland), belonged to this zone. Typical loess was connected here with the areas distinctly elevated above valley floors. This loess does not contain casts of ice wedges, and it may be explained by excessive dryness of the climate during glaciation. According to (PÉCSI, M. 1965) in the Middle Danubian Basin the polygonal ice wedges are filled with loess and their penetration into the paleosols is rather restricted. They occur in the zone of loamy loess of the basin margin on the N and W. In the interior of the Carpathian Basin the moisture content of the typical loess series was insufficient to lead to the formation of polygonal ice wedges during the last glaciation (PÉCSI, M. 1982). In Eastern Europe this zone, as others described, shifted to higher latitudes.

Fig. 4: 1 = line of the maximal extent of the ice-sheet about 20-18 ka BP; 2 = extent of the ice-sheet about 13 ka BP; 3 = isopleths of mean annual temperature reconstructed from the investigations of cryogenic structures; 4 = zone of continuous permafrost: a/ internal subzone of embryonic and weakly developed permafrost; b/ external subzone of mature, well developed permafrost; 5 = zone of discontinuous permafrost; 6 = zone of sporadic permafrost; 7 = dry areas with annual precipitation lower than 200 mm; 8 = areas elevated higher than 500 m a.s.l. outside the line of the maximal extension of ice-sheet, with distinct altitudinal zonation of the frost types and with mountain glaciers in the highest parts. Extents mentioned in points 1 and 2 according to: "Atlas - monograph: Paleogeography of Europe during last one hundred thousand years", Ed. Gerasimov and Velichko, Moscow 1982. Isopleth of mean annual temperature of -1°C is drawn with reference to the content of map 10 in the mentioned "Atlas - monograph", by Grichuk

REFERENCES

- ALLEN, J.R.L. (1984): Truncated fossil thermal contraction polygons in the Mercia Mudstone Formation (Trias), Oldbury upon Severn, Gloucestershire. - *Proceedings Geologists' Assoc.*, 95, 263-273.
- BOGUTSKIY, A.B. (1980): Volynskaya vozvyshennost'. - In: *Opornye razrezy i kraevye obrazovaniya materikovyykh oledeneniyy zapadnoy chasti Ukrainy*. Inst. Geol. Nauk, Akad. Nauk Ukr. S.S.R., Preprint 80-17, Kiev, 16-32.
- FEDOROFF, N. - GOLDBERG, P. (1982): Comparative micromorphology of two Late Pleistocene paleosols (in the Paris Basin). - *Catena*, 9, 227-251.
- FRENCH, H.M. (1976): *The periglacial environment*. Longman, London, 309 p.
- GAVRILOVA, M.K. (1981): *Sovremennyy klimat i vechnaya merzlota na kontinentakh*. - Izd. Nauka, Novosibirsk, 112 p.
- GERASIMOV, I.P.-VELICHKO, A.A. et al. (1982): *Paleogeografiya Evropy za poslednye sto tysiach let (Paleogeography of Europe during the last one hundred thousand years)*. Moscow.
- GOZDZIK, J. (1986): Structures de fentes à remplissage primaire sableux du Vistulien en Pologne et leur importance paleogéographique. - *Biuletyn Peryglacjalny*, 31, 71-105.
- HOREMANS, P. (1960): Réseaux de fentes en coin périglaciaires d'âge würmien visibles sur photographie aérienne dans l'Orléanais. - *Comptes Rendus Hebd. Acad. Scis., Paris*, 250, 20, 3356-3358.
- JAHN, A. (1975): *Problems of the periglacial zone*. PWN, Warszawa, 223 p.
- JAHN, A. (1977): *Struktury zwiazane z klinami lodowymi w osadach plejstoceńskich (Structures connected with ice wedges in Pleistocene deposits)*. - *Studia Geol. Polonica*, 52, 177-194.
- KARTE, J. (1981): Zur Rekonstruktion des weichselhochglazial Dauerfrostbodens im westlichen Mitteleuropa. - *Bochumer Geogr. Arb.*, 40, 59-71.
- KUDRYAVTSEV, V.A.-DOSTOVALOV, B.N.-ROMANOVSKIY, N.N.-KONDRAT'EVA, K.A.-MELAMED, B.G. (1978): *Obshchee merzlotovedenie*. - Izd. Mosk. Univ., Mosk. Univ., Moskva, 463 p.
- LAUTRIDOU, J.-P. (1986): La coupe de Glos; Les fentes de gel. In: *Loess et autres dépôts périglaciaires pléistocènes de l'Europe du Nord-Ouest*. - Centre de Géomorphologie du CNRS, Caen. 121-133.
- LAUTRIDOU, J.P.-SOMMÉ J. (1981): *L'extension des niveaux-repères périglaciaires à grandes fentes de gel de la stratigraphie du Pléistocène re-*

- cent dans la France Nord-Ouest. - *Biuletyn Perygl.* 28, 179-185.
- LAUTRIDOU, J.P. et al. (1986): Loess et autres dépôts périglaciaires pléistocènes de l'Europe du Nord-Ouest; Relation avec les formations marines. Symposium de la Commission INQUA des Loess et de la Commission UGI de la signification des phénomènes périglaciaires. - Centre de Géomorphologie du CNRS, Caen, 199 + 11 p.
- LEWIS, C.A. (1979): Periglacial wedge-casts and patterned ground in the midlands of Ireland. - *Irish Geography*, 12, 10-24.
- LIVEROVSKIY, Yu.A. (1974): Pochvy SSSR; Geograficheskaya kharakteristika. - *Izd. Mysl'*, Moskva, 462 p.
- MARUSZCZAK, H. (1980): Stratigraphy and chronology of the Vistulian loesses in Poland. - *Quaternary Studies in Poland*, 2, 57-76.
- MARUSZCZAK, H. (1985): Problems of the stratigraphy and paleogeography of loesses in Poland. - In: Guide-book int. symposium "Problems of the stratigraphy and paleogeography of loesses", Univ. M.C.S., Lublin, 63-80.
- MARUSZCZAK, H. (1987): Stratigraphy of European loesses of Saalian age: was the inter-Saalian a warm interstadial or a cold interglacial? *Catena*, (in print).
- MARUSZCZAK, H.-WIELICZKO, A.A.-MOROZOWA, T.D.-KHALCZEWA, T.A.-GUBONINA, Z.P.-GURTOWAJA, E.E.-NIECZAJEW, W.P. (1982): Paleogeograficzna analiza mlodoplejstocenskich zjawisk peryglacjalnych w Polsce i europejskiej czesci ZSRR (Paleogeographical analysis of Young Pleistocene periglacial phenomena in Poland and the European part of the U.S.S.R.). - *Przeglad Geogr.*, 54, 1/2, 23-48.
- MORGAN, A.V. (1971): Polygonal patterned ground of Late Weichselian age in the area north and west of Wolverhampton, England. - *Geografiska Annaler*, 53 A, 3/4, 146-156.
- PÉCSI, M. (1965): Genetic classification of the deposits constituting the loess profiles of Hungary. - *Acta Geol. Hung.* 9., 1-2, 65-85. Reprinted in *Benchmark Papers in Geology*. 27. Periglacial processes. 337-357.
- PÉCSI, M. (1982): The most typical loess profiles in Hungary. - *Quaternary Studies in Hungary*, Budapest, 145-169.
- PÉCSI, M. (1987): Stratigraphical subdivision of the Hungarian young and old loess. - *Annales Univ. M.C.S., sec. B*, 41, Lublin. (in press).

- SOERGEL, W. (1936): Diluviale Eiskeile. - Zeitschr. deutschen geol. Gesell., 88, 223-247.
- VAN VLIET-LANOE, B. (1986): Le pédocomplexe du dernier interglaciaire (de 125 000 à 75 000 BP); Variation de faciès et signification paléoclimatique du sud de la Pologne à l'ouest de la Bretagne. - Bull. Assoc. Fr. Etude Quatern., 23, 1/2, 13-24.
- WORSLEY, P. (1966): Fossil frost wedge polygons at Congleton, Cheshire, England. - Geografiska Annaler, 48 A, 211-219.

Address of author:

Henryk Maruszczak: Department of Physical Geography, Maria Curie-Skłodowska University, ul. Akademicka 19, 20-033 Lublin, Poland.

NATURE AND EXTENT OF PERIGLACIAL SCULPTURING OF RELIEF IN THE HUNGARIAN MOUNTAINS

A. Székely

ABSTRACT

In Hungary, medium-height mountains are smallest in area, but they are the highest and most dissected, their lithology is most diverse and, consequently. Pleistocene periglacial sculpturing was the most diverse and intensive there.

The extent of relief transformation depended primarily on the efficiency of frost weathering. Its products are felsenmeer, debris and colluvial covers, on slopes, linear stone streams, cryoplanation steps, cryoplanation terraces on valley-sides, and scree deposit on footslopes. Transport was by solifluction. Valleys were slowly winded and infilled with coarse debris, and ridges narrowed and subsequently worn down. Calculations carried out on the Mátraalja alluvial fan indicate 50 to 150 m of valley broadening and about 30 m lowering of ridges during the Pleistocene for the eastern Mátra Mountains.

Periglacial planation went on at various levels. It was most efficient on summit levels and also changed Upper Pliocene pediments (into cryopediments). Periglacial climate accentuated relief asymmetry.

The intensity of frost weathering and the resulting resculpturing mostly depended on lithology and bedding. Relief sculpturing was also accompanied by the formation of a series of microforms in the Hungarian mountains.

INTRODUCTION

The first Pleistocene periglacial forms in Hungary were identified exactly 50 years ago (SZÁDECZKY-KARDOSS, 1936). Since then, periglacial geomorphology has continued to apply more precise and up-to-date methods. Two stages can be distinguished in this research (SZÉKELY, 1969).

The first stage (1936--1960) was characterized by the identification of periglacial forms and phenomena and the surveying of their distribution. An attempt was made to explain the evolution of these phenomena by comparing them to analogous examples in present day periglacial regions and to arrive at conclusions about periglacial climatic conditions prevailing in Hungary during the Pleistocene (SZÁDECZKY-KARDOSS, 1936; KERÉKES, 1938, 1941; BULLA, 1939).

During the second stage (commencing around 1960), numerous new processes and forms were described and their formation was more precisely explained in the light of the evidence provided by field-work and detailed analytical investigations. Viable conclusions were drawn for former climatic conditions (PÉCSI, 1963). The research carried out in this stage revealed that the periglacial sculpturing of landforms had been remarkable, far more significant than proposed by the earlier generation of researchers. During the coldest stages of the glacials, Hungary as a whole belonged to the true periglacial zone with annual mean temperatures slightly below zero. Remnants of true periglacial forms are found all over the country and a systematic classification of periglacial phenomena, forms, processes and deposits has been undertaken in Hungary (PÉCSI, 1961, 1963, 1968; SZÉKELY, 1965a, 1969a, 1973, 1973a).

It is interesting to note that both stages of periglacial research were begun by studies in the Great Hungarian Plain. Then they proceeded to the hills and eventually included upland areas. This is all the more surprising since, due to their higher elevations, periglacial climates were the most marked in the latter areas. The periglacial climatic impacts and features were first identified in the Hungarian Mountains by KERÉKES (1938) and later by BULLA (1939). S. LÁNG examined the distribution of these phenomena (LÁNG, 1953). The second stage of detailed investigations includes the activity of M. PÉCSI (1961, 1963, 1964, 1970, 1971), Z. PINCZÉS (1960, 1974, 1976) and A. SZÉKELY (1960, 1965, 1965a, 1969, 1969a, 1973, 1973a, 1978).

The medium-height mountains are smallest in area (only about 2 per cent of the country's area, or 2000 km², is above 400 m), but they are the highest (400--1000 m) and most dissected (100--700 m relative relief), their lithology is most diverse and, consequently, their periglacial sculpturing was the most diverse and intensive (SZÉKELY, 1969a, 1978) (Fig. 1).

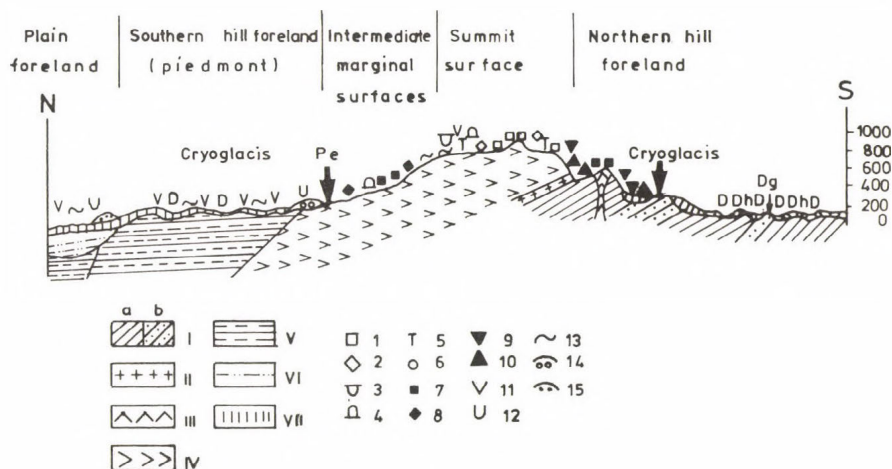


Fig. 1: Generalized cross-section of N-S direction in the Northern Hungarian Highlands' volcanic mountains to comprehend the periglacial forms of the surfaces of different height and position. Geological structure: I=Prevolcanic Upper Oligocene, Lower and Middle Miocene sediments; a=clayey rocks susceptible to soil flow, b=harder sandstone sediments; II=Middle Miocene rhyolite tuff; III=prepared Miocene subvolcanic formations (laccoliths); IV=Miocene volcanic formations; V= postvolcanic Sarmatian and Pannonian rarely clay and sandy marine sediments; VI=Pleistocene clayey sandy sediments; VII=fine slope deposits of the glacials. Characteristic periglacial formations: 1= In-situ felsenmeer; 2= stone polygons; 3= stone sacks of large mass; 4= rock bars; 5= rock forms due mainly to frost action and eolian erosion (pinnacles, stone gates, etc); 6= Streifenboden; 7= debris sheets of slopes; 8= debris sheets (mixed with alluvium and soil); 9= stone streams; 10= talus mantle; 11= major frost wedges; 12= frost sacks (in gravel and sand); 13= cryoturbations; 14= alluvial fans of coarse material (boulder, blocks, gravel); 15= alluvial fans of finer material (gravel, sand), D=derasion valleys. Dh=derasion ridges; Dg=narrow derasion crests; Pe=cryopediments

The driving force of periglacial sculpturing was frost weathering. Its products are the felsenmeer of coarse blocks, which mantle the plateaus of medium-height mountains. These maintain the periglacial nature of the mountains even today and control the evolution of landforms to a large extent. Attacking surficial rocks, frost shattering prepared them for erosion. The resulting felsenmeer, 4--5 m thick, preserved the surface from further denudation (SZÉKELY, 1969a). It is the primary source of the diverse nature of periglacial deposits of related origin, in many cases including the finest fractions. The largest stone polygons in Hungary formed in felsenmeers and stone ridges (Streifenboden) stretching downslope. Along slopes steeper than $28\text{--}30^\circ$ the comminuted felsenmeer material was transported downslope by gravity, disintegrating further and accumulating at foot-slopes in screes of $25\text{--}37^\circ$ slope. On gentler slopes, transportation was mostly promoted by solifluction; coarse debris was mixed with finer material. The product is the unsorted cover of the lower slope segments. In contrast, stone streams are linear features and explained by topographic or structural reasons.

Due to frost shattering, on slopes of uneven surface cryoplanation steps of 10 width developed. On some localities, 5 to 10 overly each other. Frost weathering caused valley sides to retreat by backwearing and resulted in broad cryoplanation terraces bordered by steep frost-riven scarps. Along vertical cracks, frost shattering dissected the scarps into colonnades in several places. This way the valleys were slowly widened and infilled with coarse debris, and ridges subsequently worn down. There was abundant debris and inadequate fluvial transport. So, in the periglacial periods the mountains were characterized by cryoplanation and infilling of depressions with eroded material (Fig. 2)

Periglacial planation went on at various levels, induced by the same processes. The fundamental agents were frost and thaw alternations and resulting frost action.

Frost action and cryoplanation were most effective on elevated surfaces in the Hungarian Mountains (generally 550 to 800 m above sea level) and even more so on the outstanding tops and peaks of 800--1000 m. As a consequence, the outstanding heights were virtually decomposed and most of the summits and peaks were buried beneath their own debris. Large blocks slowly moved mainly by gravity, and creep mechanisms, towards lower-lying elevations, continuing to disinte-

grate and fill these depressions. This process was responsible for the further planation of high surfaces. Subsequent to the initial intensive frost action, however, the ever thickening felsenmeer or talus mantle itself protected the surface from further frost action and erosion in places where the latter could not move further downslope. It meant that, as cryoplanation advanced and slopes were reduced, in certain places local and relative stability came about and the deep debris mantle prevented the further erosion of the surface.

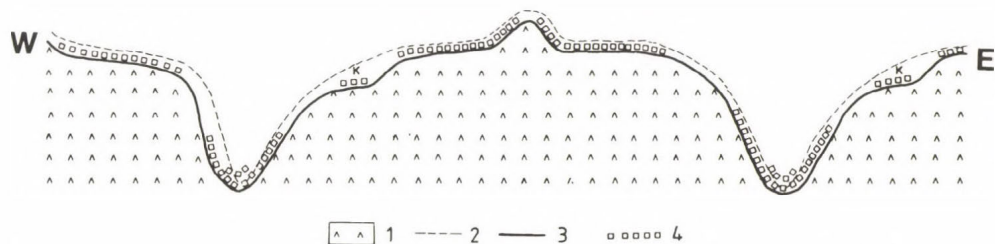


Fig. 2: A generalized section of periglacial sculpturing of relief in volcanic mountains of Hungary; example of the Mátra Mountains. 1 = Andesite and agglomerate; 2 = preperiglacial relief; 3 = present relief; 4 = frost-riven blocks and debris; K = cryoplanation terrace

On the intermediate levels (remnants of older piedmont steps and pediments), which form lower and narrower surfaces, sculpturing by frost action was less intensive. Another dominant relief type in the Hungarian medium-height mountains is the pediments of Upper Pliocene age which surround them. During the periglacial periods they developed further, particularly at the entrances of valleys, and gradually extended and lowered in angle. These piedmont steps, formed through frost action under periglacial climate, are cryopediments. They continue into cryoglacis, which are formed on the looser sediments of the mountain foreland (SZÉKELY, 1969a, 1978; PINCZÉS, 1977). Adjusting to the Pleistocene terraces of the main rivers of the foreland, they developed on several levels one above another in many places. This is a good indication of their adjustment to base-level, and the river terraces help in their dating.

The relatively rapid evolution of Pleistocene pediments and their con-

siderable extension (related to the relatively short duration of the periglacial stages) are explained by the fact that they were carved into Upper Pliocene pediments and originated from the downwearing of previous pediments.

In addition, as a consequence of the periglacial climate, relief asymmetry increased and became prominent. The asymmetry of valleys, ridges, river terraces and planated surfaces was accentuated remarkably (SZÉKELY, 1969a; 1978).

Relief sculpturing was also accompanied by the formation of a series of periglacial microforms (ice-wedges, festoon-like ice-formations, frost accumulated rock bars and others (SZÉKELY, 1969a).

In the medium-height mountains of Hungary, the intensity of periglacial frost action and related processes and, consequently, the extent of periglacial relief sculpturing were largely controlled by the geological conditions. There included lithology and bedding (PÉCSI, 1964, 1968; SZÉKELY, 1969a, 1973a, 1973, 1978). The most efficient resculpturing is observed in the Hungarian volcanic mountains, mostly those of thin-bedded rocks and in dolomite of rapid disintegration. The process was slowest in thick-bedded limestone. This explains why traces of periglacial sculpturing are most prominent in the mountain ruins of the strato-volcanoes of the North Hungarian Mountain Range (Intracarpethian Range), while the least evidence is found in the limestone horsts of the Transdanubian Mountains of several hundred metre lesser elevation.

The most reliable data for the degree of denudation during the Pleistocene can be obtained through measuring the amount of Pleistocene sediments, i.e. piedmont alluvial fans. The analyses of this material (for grain size, roundedness, degree of weathering, stratification and other properties) provides the best indication of denudation processes, climate and mechanism of material transport.

A well-defined alluvial fan was found for these kinds of analysis with a well-defined catchment area. The regular alluvial fan of the Tatár-mező, east of Gyöngyös, Mátraalja, lent itself to investigation. It is splendidly exposed in the wall of the Visonta open-cast mine for several km in length and 40--50 km in height down to the lignite beds at the top of Pannonian sediments. It has been explored by a dense network of boreholes (at 250 m intervals). Thus, the total volume of the alluvial fan could be calculated (0.71 km^3). It consisted of three basic types of

deposits, namely: coarse (boulders and gravels - 0.193 km^3), medium (sand and redeposited tuff - 0.150 km^3) and fine grained (clay and silt - 0.367 km^3) alluvium. The volume of stream valleys in the watershed belonging to the alluvial fan was calculated next (0.78 km^3). The following surprising results emerged: if the material of the alluvial fan was placed back into the valleys, it would almost totally fill them up. It is obvious, however, that a large amount of this alluvium was removed even from the alluvial fan, the proportion of further transport being greatest in the finer fractions. Examination of three grain size categories suggests that 80--90 per cent of the coarse sediment, 40--55 per cent of the medium grain material and 20--35 per cent of the finer fraction is retained on the fan. The estimated amount of sediment transported further (ca 1.2 km^3), when added to the quantity retained on the fan, equals a total of 1.9 km^3 which was removed from the drainage basin (coarse grained 0.227 km^3 , medium grained 0.323 km^3 and fine grained 1.835 km^3). If this material is placed back over the drainage basin, after filling all the valleys, it would indicate the removal of 42 m of sediment cover since the Pannonian, 30 m of which falls to the Pleistocene. Stratigraphic, petrographic and paleomagnetic investigations as well as several faunal finds point to a Pleistocene, primarily periglacial, origin for most of the material.

This numerical example serves to prove that it was not only the features of the Hungarian Mountains that developed during the Pleistocene, especially in the periglacial stages, but its relief was completely remodelled. Tectonic movements and the general uplift favoured the sculpturing of relief in addition to the prevailing influence of climatic conditions. In the longer interglacials valleys were deepened, while in the mountains, the older surfaces were dissected. In the periglacial periods, sheet-wash produced additional, lower surfaces and planation was characteristic of all surfaces. Valleys were broadened and interfluvies were lowered (Fig. 2).

REFERENCES

- BULLA, B. (1939): Die periglazialen Bildungen und Oberflächengestaltungen des Ungarischen Beckens. - Földr. Közl., 67. 268-281.

- BULLA, B. (1962): Magyarország természeti földrajza. (Physical geography of Hungary) Tankönyvkiadó, Budapest, 423 p.
- KEREKES, J. (1938): Fosszilis tundratalaj a Bükkben. (Fossile tundra soils in the Bükk Mountains.) -Földr.Közl.66. 112-116.
- KEREKES, J. (1941): Hazánk periglaciális képződményei. (Periglacial formations in Hungary.) - Földt. Int. Beszámoló, 97-166.
- LÁNG, S. (1953): Természetföldrajzi tanulmányok az Északmagyarországi-középhegységekben. (Physico-geographical researches at the Mountains of Northern Hungary.) - Földr. Közl. 1. (77.) 21-64.
- PÉCSI, M. (1961): A periglaciális talajfagy-jelenségek főbb típusai Magyarországon. (The most important types of periglacial ground-frost phenomena in Hungary.) - Földr. Közl., 9. (85.) 1-24.
- PÉCSI, M. (1963): Die periglazialen Erscheinungen in Ungarn. - Peterm. Geogr. Mitt., 107. 161-182.
- PÉCSI, M. (1964): A magyar középhegységek geomorfológiai kutatásának újabb kérdései. (New problems of the geomorphological research of the Hungarian Middle Mountains.) - Földr. Értesítő, 13. 1-29.
- PÉCSI, M. (1968): A lejtőüledékek fő típusai és felhalmozódásuk dinamikája. (The main types of slope sediments and the dynamics of their accumulation.) -Földr. Értesítő, 17. 1-15.
- PÉCSI, M. (1970): Surfaces of planation in the Hungarian mountains and their relevance to pedimentation. - In: Problems of relief planation. Akadémiai K., Budapest, 29-40. (Studies in Geography in Hungary, 8.)
- PÉCSI, M. (1971): The development of the Hungarian section of the Danube valley. - Geoforum, 6. 21-32.
- PINCZÉS, Z. (1960): A Zempléni-hegység D-i részének természeti földrajza. (Physicogeography of the southern region of Zemplén Mountains.) Candidate's thesis. Debrecen, 264 p. Manuscript.
- PINCZÉS, Z. (1974): The cryoplanation steps in the Tokaj Mountains. - Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, Kraków. 8. 27-47.
- PINCZÉS, Z. (1976): Climatic conditions of the productions of the planation surface. Debrecen, (9 p.) Manuscript.
- PINCZÉS, Z. (1977): Periglacial planation surfaces and sediments in the Hungarian Mountains. - Földr. Közl. 25. (101). 29-45.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E. (1936): Pleistozäne Strukturbodenbildung in den ungarischen Tiefebene und im Wiener Becken. - Földt. Közl., 66. 213-228.

- SZÉKELY, A. (1960): A Mátra és környezetének kialakulása és felszíni formái. (Evolution and landforms of the Mátra Mountains and its environs) Candidate's thesis. Manuscript.
- SZÉKELY, A. (1965): Levels of denudation in the northern chain of the Hungarian Central Mountains. - *Annales Univ. Scient. Budapestinensis Sectio Geographica*, 1. 111-120.
- SZÉKELY, A. (1965a): Pleistocene periglacial landscape sculpture in the Northeastern Hungarian Mountains. - *Acta Geologica Hung.*, 9. 107-123.
- SZÉKELY, A. (1970): Landforms of the Mátra Mountains and their evolution, with special regard to surfaces of planation. - In: Problems of relief planation. Akadémiai Kiadó, Budapest. 41-54. (Studies in Geography in Hungary. 6)
- SZÉKELY, A. (1969): A magyar-középhegység periglaciális formái és üledékei. (Periglacial landforms and sediments in the Hungarian Central Mountains Range.) - *Földrajzi Közlemények*, 17. (93.) 271-290.
- SZÉKELY, A. (1973a): A magyar-középhegység negyedidőszaki formái és korrelatív üledékei. (Correlative sediments and Quaternary forms of the Hungarian Highlands.) - *Földrajzi Közlemények*, 21. (97.) 185-203.
- SZÉKELY, A. (1973b): Periglacial landforms and sediments in the central part of the Hungarian Mountains. - *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, Kraków, 7. 53-65.
- SZÉKELY, A. (1978): Periglacial sculpturing of relief in the Hungarian Mountains. - *Földr. Közl.*, 26, (102.) 46-59.
- SZÉKELY, A. (1983): Pelisztocén periglaciális domborzatátformálás Magyarországon. (Periglacial sculpturing of relief in Hungary in the Pleistocene.) - *Földrajzi Értesítő*, 32, 3-4, 389-398.

Address of author:

András Székely: Department of Physical Geography, Eötvös Loránd University, 1083 Kun B. tér 2., Budapest, Hungary

LOESS AND PERIGLACIAL PHENOMENA

LOESS ET PHÉNOMÈNES PÉRIGLACIAIRES

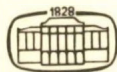
(Études géographiques 20.)

Sous la direction de

M. PÉCSI et H. M. FRENCH

Les rapports étroits entre la géomorphologie périglaciaire et les recherches du Quaternaire dans les reconstructions paléogéographiques sont bien manifestés par les problèmes que posent le loess et les dépôts loessiques. Par conséquent la Commission du Loess de l'INQUA ainsi que la Commission de la Signification des Phénomènes Périglaciaires de l'UGI se sont félicitées de la possibilité d'être les sponsors d'un meeting organisé sur le terrain en Normandie, en Bretagne et à Jersey en août 1986. Les objectifs ont été d'examiner les dépôts loessiques du point de vue stratigraphique et sédimentologique, les méthodes de recherche pour définir le loess, les dépôts périglaciaires, leurs caractéristiques et les implications paléogéographiques de leur présence.

Vingt et une communications présentées au Symposium sont publiées dans ce volume à recommander aux chercheurs, aux professeurs d'université des sciences de la terre qui étudient les problèmes du Quaternaire et à tout ceux qui s'occupent de la géologie d'ingénieur et de la mécanique du sol.



AKADÉMIAI KIADÓ, BUDAPEST

Distributeurs:

KULTURA

Société Hongroise

pour le Commerce Extérieur

Bp. 149.

H-1389 Budapest, Hongrie

